

Sammlung
Geologischer Führer

herausgegeben

VON

E. Krenkel

a. o. Professor für Geologie und Paläontologie
an der Universität Leipzig

Sammlung geologischer Führer XXII
Reihe der Ostalpen-Führer

Geologischer Führer

durch die

Westtiroler Zentralalpen

von

Oberbergrat **Dr. Wilhelm Hammer**
Geologische Bundesanstalt, Wien

Mit 22 Figuren im Text und 3 Tafeln

Berlin

Verlag von Gebrüder Borntraeger
W 35 Schöneberger Ufer 12a

1922

Alle Rechte vorbehalten

Buchdruckerei des Waisenhauses in Halle a. d. S.

Vorwort

Der vorliegende Führer stellt es sich zur Aufgabe, dem geologischen Wanderer einen Überblick über den Bau und die Gesteinsarten der westtiroler Zentralalpen zu geben.

Es geschieht dies mittelst eines Querganges durch das Gebiet, welcher vom Nordrand desselben von der Ortschaft Landeck (Station der Arlbergbahn) auf verschiedenen Kreuz- und Querwegen bis in den Vintschgau und über die Ortleralpen zum Tonalepaß führt.

Die Darstellung beruht auf den Kenntnissen, welche sich der Verfasser bei der geologischen Aufnahme der österreichischen Spezialkartenblätter Bormio-Tonale, Cles, Glurns-Ortler, Nauders, Landeck und Ötztal für die geologische Staatsanstalt in Wien in langen Jahren erworben hat; die Auswahl der Wege ist mehr darauf gerichtet, einen gleichmäßigen Einblick in alle Hauptgesteinszonen und tektonischen Elemente zu geben durch Besichtigung typischer Aufschlüsse, als darauf, dem Wanderer eine bestimmte Erklärungstheorie durch dafür bestpassende Stellen aufzudrängen. Zur Prüfung aller der zahlreichen tektonischen Spekulationen und Gewinnung

eines eigenen Urteils, ist ersterer Weg besser und derzeit mehr Bedarf hierfür. Allzu beschwerlich zugängliche Weglinien wurden vermieden — obwohl sie manchmal die besten Einblicke gewähren — um einem größeren Kreis das Mitkommen zu ermöglichen; bei der starken Schutterfüllung der zentral-alpinen Talsohlen ist aber eine Heranziehung von hochgebirgigen Jochwegen, die ein gewisses Maß touristischer Leistungsfähigkeit erfordern, unumgänglich.

Der nachfolgende Überblick über Bau und Gesteine kann nur die allgemeinsten Grundzüge geben, als Rahmen für die Exkursionen, auf deren Bedarf er besonders zugeschnitten ist. Für näheres Studium ist die Heranziehung der unten aufgezählten Literatur unvermeidlich.

Wien, im September 1922

Wilhelm Hammer

Inhaltsverzeichnis

	Seite
Vorwort	v
I. Teil	
1. Geographische und morphologische Übersicht	1
2. Geologischer Überblick	3
3. Gesteine und Formationen	17
A. Kristalline Schiefer	17
B. Ganggesteine	25
C. Verrucano	29
D. Mesozoische Ablagerungen	30
4. Wichtigste Literatur und Karten	32
II. Teil. Wanderungen	
1. Wanderung. Landeck — Thialspitze — Prutz	35
2. " Prutz — Piller — Wenss	44
3. " Wenss — Mittelberg (Pitztal)	52
4. " Mittelberg — Ölgrubenjoch — Gepatschhaus	59
5. " Gepatschhaus — Prutz	62
6. " Nauders — Grünsee — Graun	66
7. " Graun — Jaggl und zurück	72
8. " Graun — Rojen — Gampertal und zurück	78
9. " Rojen — Grionplatten — Schlinigpaß — Mals	87
10. " Schluderns — Matsch	97

	Seite
11. Wanderung. Matsch — Hohes Kreuzjoch — Glieshof	101
12. „ Glieshof — Höllerhütte — Mat- scherferner — Glieshof	105
13. „ Glieshof — Litzerjoch — Tanas — Eyers	107
Ersatzwanderung über Gschneier	112
14. Wanderung. Laas — Zayjoch — Sulden . .	113
15. „ Sulden — Madritschjoch — Ver- tainen — Zufallhütte (Martelltal)	118
16. „ Zufallhütte — Val della mare — Pejo	125
17. „ Pejo — Cima di Boai — Vermig- lio (Fucine)	131
18. „ Fucine — Tonalepaß — Val di Strino und zurück	135
Ergänzungstour nach Proveis — Brizneralm im Gampertal	143
Ortsverzeichnis	146
Sachverzeichnis	148

Erster Teil

I. Geographische und morphologische Übersicht

Die westtiroler Zentralalpen gliedern sich in folgende Gruppen:

1. *Öztaler Alpen*; ihnen gehört der größte Teil des Gebietes an. Vom geologischen Gesichtspunkt aus sind sie im Norden und Westen folgendermaßen zu umgrenzen: Inntal von Innsbruck bis zur Mündung des Pitztals — Vorderes Pitztal bis zur Mündung des Pillerbachs — Pontlatz — Inntal bis Finstermünz — Piz Lad bei Nauders — Schweizergrenze bis zum Schlinigpaß — Schlinigtal — Etschtal von Mals abwärts bis Meran.

2. *Silvrettagruppe* mit dem Vennetberg. Umgrenzung: Inntal von Süß im Unterengadin bis Pontlatz — Vorderes Pitztal — Imst — Landeck — Sannatal bis zum Arlberg — Klostertal.

3. *Ortleralpen*. Im Süden längs der Etsch im Vintschgau an die Öztaler Alpen anschließend und bis zur Linie Nocetal — Tonale gegen Süden sich erstreckend; Ostrand die Judikarienlinie Meran — Hofmahd — Nocetal bei Pt. Mostizollo.

4. *Münstertaler Alpen* und *Untereingadiner Dolomiten*. Zwischen der tirolisch-schweizerischen Grenze, dem Inntal von Finstermünz bis Scans und der Linie Scans — Livigno — Bormio.

Silvretta-, Öztaler- und Ortleralpen (mit Ausnahme des Ortlerstockes selbst) sind morphologisch übereinstimmende Gebiete: Hochgebirge aus Gneis und verwandten kristallinen Schiefen, mit glazialer Formgebung in ausgereifter Form: Kare in allen Haupt- und Seitentälern, größtenteils noch erfüllt mit Gletschern und Firnfeldern; trogförmige Täler (Kaunertal, Pitztal!), geringe Einschaltung bei großer Gesamthöhe der Kämme; großer Höhenunterschied zwischen den Kämmen und den Haupttälern, die besonders an den relativ schmalen und sehr hohen Kämmen zwischen den nördlich gerichteten Tälern der Öztaler Alpen auffällt (Kaunertal, Pitztal, Öztal). Im Inntal und Etschtal streckenweise Reste präglazialer Talböden als schöne, besiedelte Felsterrassen an der Sonnenseite der Täler.

Die im Inntal zwischen Kalkalpen und Gneisgebirge eingeschaltete Phyllitzone tritt morphologisch wenig hervor — am meisten im vorderen Pitztal — teils wegen ihrer geringen Breite, teils infolge der Einschaltung von Gneisen in die Phyllite.

Dagegen bildet das Gebiet der Bündnerschiefer, in welchen das Inntal von Ardetz bis Pontlatz verläuft, morphologisch eine besondere Gruppe, welche in der obigen geographischen Einteilung außeracht gelassen werden mußte wegen ihrer topographisch-uneinheitlichen und wenig auffälligen Umgrenzung. Die Bündnerschiefer bilden steilwandige, aber bis

zu oberst von Vegetation durchzogene Felsberge und enge wilde Talschluchten, die Glazialformen sind weniger gut erhalten wie im Gneisgebirge. Die den Nordrand umsäumenden „bunten Bündnerschiefer“ treten in der Landschaft als eine Zone leicht niederwitternder Gesteine in Gestalt von weiten Almböden, durch niedrigere Sättel verbunden, hervor, über welchen der aus Gneis bestehende Hauptkamm als steiler Wall aufragt. Wo die grauen Bündnerschiefer direkt an den Gneis grenzen, (Südrand), tritt der Gesteinswechsel morphologisch sehr wenig hervor.

Die dritte morphologische Gruppe bilden die Unterengadiner Dolomiten und das triadische Ortlergebirge: Dolomithochgebirge. Brüchige zackige Bergkämme, umgürtet von mächtigen Schutthalden und durch tiefe, bis auf die kristalline Basis oder den Verrucano hinabgreifende breite Einsattelungen gegliedert. Am Ortler starke Vergletscherung; der Lischannastock bildet ein Dolomithochplateau mit Vergletscherung. Die Bergformen der zentralalpiner Trias: steile, kahle, schuttüberrollte Dolomitklippen mit flacher Schichtlage, auf breitem begrüntem kristallinem Sockel gehören neben den charakteristischen Gneiskarlingen zu den typischen Bildern der ostalpinen Zentralalpen (Unterengadin, Ortler, Wipptal, Radstädter Tauern).

II. Geologischer Überblick

Die oben aufgezählten geographischen Gruppen entsprechen geologischen Einheiten. Als geographische Grenzen wurden die den geologischen

Grenzen nächstgelegenen oro- oder hydrographischen Hauptlinien gewählt.

Die geologische Umgrenzung der Ötztaler Gruppe ist durch den Ausstrich von Schubflächen gegeben, an welchen die Ötztaler Gneismasse auf die benachbarten geologischen Einheiten aufgeschoben ist.

Am Eingang des Ötztals liegen Gneisgebirge und Kalkalpen, durch die Alluvionen des Inn und die Bergsturzmasse des Tschirgant getrennt, einander unmittelbar gegenüber. Bei der Station Roppen tauchen aus der diluvialen Bedeckung Phyllite auf — das Ostende der Phyllitzone von Landeck, und die Gneise weichen an den südlichen Talhang zurück. Sie liegen an einer Bewegungsfläche steil den Phylliten aufgeschoben und diese Schubfläche verläuft oberhalb Wald ins Vordere Pitztal, bis Ried, folgt der Pitzta bis zur Mündung des Pillerbachs und zieht dann am Fuß des Kielebergs über Harben zum Kauserberg, wo sie den Rand der Bündnerschiefer erreicht, welche ebenfalls von dem Gneis überschoben werden. Als Rand des „Engadiner Fensters“, d. h. als Grenze Ötzgneis-Bündnerschiefer, streicht sie, steil südostfallend, über den Ausgang des Kaunertals durch das mittlere Tösner- und Radurscheltal nach Nauders.

In der mehrfachen Schuppenzone am Gneisrand bei Nauders beginnt als Westrand der Ötztaler Gneise eine Überschiebungslinie, „die Schliniger Überschiebung“, welche in flachem Bogen längs der schweizerischen Grenze vom Fuß des Piz Lad über Grionplatten, Schlinigpaß und Schlinigtal nach Mals verläuft und wahrscheinlich in den nordfallenden

Schubzonen an den unteren linksseitigen Talhängen des Etschtals von Schluderns abwärts ihre Fortsetzung findet. An der Schliniglinie sind die Öztaler auf die Unterengadiner Dolomiten und deren kristalline Basis aufgeschoben.

In dem von diesen Grenzen umschlossenen Gebiete kristalliner Schiefer lassen sich zwei Bereiche voneinander unterscheiden: Die zwei nördlichen Drittel, nördlich einer durch das Planailtal und die obersten Gletscherbecken des Matschertals zum Öztaler Hochjoch und Niederjoch verlaufenden Linie bestehen fast ausschließlich aus Gneis verschiedener Art und Amphiboliten; südlich jener Linie aber verbreiten sich in weiter Erstreckung Glimmerschiefer, Phyllit und Phyllitgneis, Gesteinsarten, welche guten Teil tektonische Fazies besitzen, als Ausdruck der gegenüber dem nördlichen Teil vorhandenen tektonischen Verschiedenheit und Selbständigkeit dieses Teiles.

Den nördlichen Teil könnte man als das eigentliche Öztaler Gneisgebirge bezeichnen, den südlichen Teil mit den Ostausläufen der Ortlergruppe zusammen als Vintschgauer Schieferregion ihnen gegenüberstellen.

A. Das dergestalt enger gefaßte Öztaler Gneisgebirge besteht aus enggeschlossenen und steil stehenden Faltenzügen von Biotitplagioklasgneis — dem typischen Öztaler Schiefergneis — und seinen Abarten und Einlagerungen von Amphibolit und metamorphen granitischen Massen. Das Streichen ist vorherrschend Ost-West. Eine Aufzählung und kurze Charakterisierung der Gesteinsarten folgt im nächsten Abschnitt. Die Verteilung dieser Gesteins-

arten ist keine gleichmäßige und können nach ihr zwei Regionen unterschieden werden: eine südliche, in welcher die Schiefergneise fast keine Einlagerungen anderer Gesteine enthalten, und eine größere nördliche, welche dicht erfüllt ist mit großen granitischen Massen und breiten Zügen von Amphiboliten. Die Grenze beider liegt ungefähr in der Linie: Langtaufertal (rechtes Ufer) — Gepatschalm — Mittelberg, doch ist die Trennung naturgemäß keine strenge. Die Verschiedenheit beider kommt auch morphologisch zum Ausdruck in den sanfteren Bergformen südlich Langtaufers und in der breiten, flachen, wenig tief eingescharteten Schiefergebirgsmassen des Gepatschstockes, während die schroffen wilden Formen des Kaunergrats aus den Granitgneisen und Amphiboliten herausgeschnitten sind.

Eine breitere Zone von Schiefergneis innerhalb der Nordregion entfaltet sich vom obersten Tösnertal ostwärts bis ins Pitztal, eine andere folgt dem Nordrand der Öztaler Berge vom vorderen Pitztal gegen Ötz — Kühtai.

Durch die Einschaltung der großen linsenförmigen Intrusivkörper entsteht eine Art Lentikularstruktur höherer Ordnung, mit den dadurch bedingten Abweichungen vom regionalen Ostweststreichen und von der sonstigen Steilstellung zu flacheren Lagerungen (nördlichster Kaunergrat, Fendlerkamm u. a. O.).

Als Hauptgranitmassen der hier behandelten westlichen Öztaler-Alpen seien hervorgehoben: Die große Augengneismasse des Glockturm, im Süden begleitet von den Tonalitstöcken der Plamorder- und Hennesiegelspitzen; im mittleren Kaunertal die

Granitgneise und Augengneise des Watzspitz und des Fißladtals, — sowie den Biotitgranit der Rofelewand; weiter nördlich die ausgedehnte Augengneismasse Aifenspitz-Zaunhof (Pitztal); die Granodiorite des Acherkogel und der Engelwand im Ötztal.

Die Amphibolite scharen sich in weithin zu verfolgenden Zonen zusammen; hervorgehoben seien besonders folgende: Die Augengneismasse Aifenspitz-Zaunhof wird im Norden und Süden von mächtigen Amphiboliten begleitet (Wildgrat-Kreuzjoch, Ölgrubenspitz bei Kaltenbrunn). Mächtige Amphibolitlager überqueren das Kaunertal bei Fenchten, zu beiden Seiten des Biotitgranits der Rofelewand (Pauschelkopf und Gsahlkogel, Karlspitz-Madatschjoch) und setzen sich gegen Osten quer über das Pitztal (zwischen St. Leonhard und Neurur) und das Ötztal (südlich Längenfeld) fort. Schließlich wäre die amphibolitreiche Zone nahe dem Südrand der Tonalitstöcke des Langtaufers (Krumgampental—Graun) anzuführen.

Als Zeugen einer vormaligen, wenigstens teilweisen Überdeckung der Ötztaler Gneise durch transgredierende Sedimente der Triasformation sind uns die Kalk- und Dolomittkappen des Piz Lad bei Nauders und des Jaggl (Endkopf) bei Graun erhalten geblieben. Ihr gegen W bzw. NW überschlagener Faltenbau steht in Beziehung zu den gleichgerichteten Schubbewegungen der Ötztaler. Die Scholle des Jaggl ist durch Versenkung an einem Bruch und Aufschiebung der Gneise vor der Erosion geschützt worden.

Dem Nordrand der Ötztaler- gegen die Bündner-

schiefer im Oberinntal entlang haben Intrusionen von zahlreichen Gängen diabasischen Charakters stattgefunden; eine andere Gangschar mit mannigfaltigen Gängen von Granitporphyr, Quarzdioritporphyr, Diabas, Diabasporphyr u. a. durchzieht den westlich der Reschenscheidecktalung liegenden Teil des Gneisgebirges und findet ihre Fortsetzung durch das Langtaufertal bis zum Gepatschferner. Während erstere Gangschar dem Überschiebungsrand folgt, zieht die zweite dem Streichen der Gneise entlang, wird in ihrem östlichen Teil (oberes Langtaufers, Gepatsch) aber von einer Bewegungszone im Gneis begleitet.

An das Gneisgebirge der inneren Öztaler Alpen reiht sich gegen Süden zunächst eine Zone an, in welcher staurolithführende Muscovitglimmerschiefer herrschen und vielfach mit Bänken von Biotitgneis und von Quarzit wechsellagern.

Die Abgrenzung gegen die Gneise nördlich davon ist unscharf, in den Grenzstrichen begegnet man oft Albitgneisen. In ihrer Tektonik schließen sich die Glimmerschiefer auf das engste an die Gneise an und stimmen mit ihnen im Verhältnis von Kristallisation und Teilbewegung im Gefüge überein.

Sie setzen östlich des Planailbaches ein, verbreiten sich im oberen Matschertal und Schnalserthal bis zum Niederjoch und bis gegen das untere Pfossental, wo sie in glimmerreiche Schiefergneise übergehen.

B. In den Gebirgszügen beiderseits des oberen Etschtales (von Prad abwärts) und dem weiten

Bergland bis zur Tonalefurche (Nocetal-Tonale-Paß) überdecken das tiefere Gneisgebirge drei in ihren Grundzügen synklinal angelegte Felder von Glimmerschiefer und Phyllit.

Das nördlichste derselben bilden die feldspat-haltigen Biotitglimmerschiefer, welche die Kammhöhen des Bergzuges zwischen Matschertal und Etschtal einnehmen und quer über das Schlandrauntal bis ins oberste Penaudertal sich erstrecken. Sie werden im größeren Teil ihres Umkreises von Granatphyllit unterlagert, der am westlichen Ende des Zuges, am hohen Kreuzjoch, sich muldenförmig unter ihnen zusammenschließt und in die Luft aushebt; am Ostende, an der schwarzen Wand ober der Penauderalm (Schnalstal) greifen die Phyllite im Norden und Osten muldenförmig unter die Glimmerschiefer ein. Die Glimmerschiefer werden von zahlreichen Pegmatitgängen durchschwärmt, im westlichen Teil enthalten sie mehrere Marmorlager mit Crinoidenspuren.

Die Marmore besonders legen eine Gleichstellung mit den Laaserschiefern südlich der Etsch nahe, unter Zurückführung des starken Biotitgehaltes und der höheren Kristallinität (vielleicht auch des Feldspatgehaltes?) auf die Pegmatitin intrusionen. Der für jene charakteristische Staurolithgehalt ist hier aber nur an einzelnen Stellen anzutreffen.

Auch die Laaserschiefer gehen im Vintschgau von Goldrein abwärts in staurolithfreie Biotitschiefergneise mit Marmorlagen über.

Der Granatphyllit entspricht den tieferen Teilen der Quarzphyllite südlich der Etsch (Ultenerkamm).

Wegen der dort herrschenden Einordnung der Laaserschiefer zwischen Gneis und Phyllit sind die Glimmerschiefer des Matscherkammes als eine auf die Phyllite übergeschobene Schubdecke zu betrachten, welche dann nachträglich noch zusammengefaltete wurde.

Jenseits des tiefen Schnalstaleinschnittes erscheint auf den Höhen der Texelgruppe als ihre tektonische Fortsetzung, das Westende des „Schneeberger Gesteinszuges“ (Sander) mit seinen gegen Süden rückgefalteten Marmorsynklinen, (untere Schieferhülle d. Tauern). Faziell würden nicht diese selbst, sondern die (weiter im Osten verbreiteten) tieferen Teile des Schneeberger Zuges den Matscher Gesteinen entsprechen.

Südlich der Etsch breiten sich über den Gneisen und Laaserschiefern Phyllite (Quarzphyllit und Granatphyllit) aus. Südwestlich des Vigiljoch bei Meran als einfache Syncline am Gebirgskamm einsetzend, verbreitert sich ihr Feld gegen SW rasch und vervielfältigen sich die Faltelemente unter steigender Intensität des Zusammenschubs. Sie bauen die Gipfelkämme zu beiden Seiten des Martelltals und der Val Furva auf. In der Laasergruppe sind sie gegen N an Schubflächen vorgeschoben und im Innern verschuppt. Im Ultental und Rabital erscheint die Auflagerung auf den Gneisen ungestört unter Ausbildung eines quarzitisches Grenzhorizontes; im Val del Monte (Pejo) führt die Intensität der Faltung zu Überkipfung der Phyllituntergrenze.

Die am Nordrand unter den Phylliten hervorkommenden Laaserschichten sind zu einer steilen Antiklinale emporgedrückt (Jenneward) und lassen

sich am unteren Gehänge rechts der Etsch bis Meran durch ihre Marmorzüge verfolgen. Weiterhin hat Sander sie längs dem Nordrand des Brixener Granits bis ins Pustertal verfolgt.

Auf dem Quarzphyllit und den in ihm eingelagerten Augengneisen lagert die Trias des Ortler.

Die dritte, südliche Synklinalregion ist die Zone der sogenannten Tonaleschiefer: glimmerreiche Gneise mit Marmorlagern und Amphibolit, dicht durchschwärmt von pegmatitischen Adern und Gängen, welche die Schiefer zu Arteriten umgestalten. Es ist das östliche Ende der zona dioritico-kinzigitica der Italiener (Zone von Ivrea), welche besonders durch basische Intrusiva gekennzeichnet ist, im tirolischen Teil durch zahlreiche Vorkommen von Olivinfels. Zumeist in isoklinale Schichtpakete zusammengepreßt und von Querbrüchen zerschnitten, streichen sie vom Veltlin über die nördlich der obersten Val camonica liegenden Berge zum Tonalepaß, und dem Kamm des Redival folgend über das Nocetal und den Cercenapaß nach Rabbi. Hier verschwinden die Marmore und ihre Fortsetzung gegen NO besteht in einem Zug von Biotitgneisen und von kinzigitähnlichen, biotitreichen Granatgneisen und Granuliten, welche dem Kamme zwischen Ultental und Nonsberg folgen in steil aufgerichteter synklinaler Stellung und wiederum von sehr zahlreichen Linsen von Olivinfels durchzogen werden. Im Osten (Maraunertal) wird der ganze Schichtenzug von der Judikarienlinie abgeschnitten.

Zwischen Rabbi und Cogolo ist die Zone eng zusammengeschnürt und von Schubflächen mit Mylonit-

bildung begleitet, zu beiden Seiten entfaltet sie sich breiter, im NO als Gneisynkline und im SW in den engen, vielleicht durch Schuppung verdoppelten Schichtpaketen der Tonaleschiefer. Eine Antiklinale von Phyllitgneis trennt vom Ultental bis ins Val del Monte diese Synklinalzone von jener der Quarzphyllite.

Südlich der Tonalefurche liegen auf den Tonaleschiefern steil südfallend wieder Phyllite (teilweise kohlenstoffreich), welche am Rand gegen die darin intrudierte Masse des Adamellotonalits kontakt-metamorph geworden sind. —

Die Ötztaler Alpen im ganzen sind also im Norden und Westen auf Quarzphyllit, Silvrettagneis, Bündnerschiefer und Unterengadiner Trias überschoben, werden im Süden aber ihrerseits wieder von einem Bewegungshorizont überfahren, der Laaserschichten über sie breitet. Die am Ausgang des Matschertales gegen Norden unter die Gneise einfallenden Biotitglimmerschiefer mit Marmor vereinen sich weiter östlich mit der aufgeschobenen Glimmerschieferdecke und kann ihre Lagerung auf sekundäre Überschiebung zurückgeführt werden im Zusammenhang mit der an ihrer Unterfläche einschneidenden Fortsetzung der Schliniger Überschiebung. Am Ostende der Glimmerschieferdecke, auf der Penauderalm findet sich keine solche in die Tiefe gehende Abzweigung, wie sie bei einer allgemeinen Untertauchen der Laaserserie unter Ötztaler Gneise vorhanden sein müßte. Die einzelnen Züge von Laaserschichten am sonnseitigen Gehänge des Vintschgaus enden bald im Streichen gegen Osten,

wo das geschlossene Profil der Schiefer- und Granitgneise von der Talsohle bis zu dem auf den Höhen der Texelgruppe synklinal auflagernden Gesteinen des Schneeberger Zuges reicht. Ein Untertauchen der Laaserserie oder Tonalesschiefer als (unterostalpine) Decke unter die Öztaler ist im Vintschgau nicht zu erweisen.

Der Bau des Gebietes südlich der Etsch bis zum Tonale ist nicht der eines Wurzellandes für Decken als welches es in wechselndem Ausmaße seit Termier von den Deckentheoretikern angesprochen wird.

Wir kehren wieder an den Kalkalpenrand zurück, um noch einen Blick auf die im Westen unter dem Öztalerrand liegenden geologischen Einheiten zu werfen.

Von Roppen bis nahe an St. Anton am Arlberge erstreckt sich die Phyllitzone von Landeck am Südrand der Kalkalpen; Verrucano folgt, tektonisch in einzelne Streifen aufgelöst, demselben und ist auch in blattartigen Schuppen in den steil gegen N überkippten Phyllit eingeschoben. Im Süden geht der Phyllit über in stark tektonisierte Phyllitgneise, Glimmerschiefer und Quarzite mit Lagern von ebenfalls stark verschieferten Orthogneisen.

An einer durch starke Mylonitbildung ausgezeichneten Schubfläche, welche auf der Linie Pontlatz — Fisseralm — Thialspitz — Giggl (Paznaun) austreicht, sind von Süden die Silvrettagneise aufgeschoben auf die Phyllitzone. In der Schubzone sind Schollen von Verrucano und unterer Trias eingeschlossen.

Die Silvrettagneise sind im nordöstlichen Flügel der Silvretta-Fervallgruppe hauptsächlich Schiefergneise, von gleicher Ausbildung wie jene der Öztaler Gruppe. Granitgneise sind hier nur durch die Biotitgranitgneis- (Augengneis-)masse des Hohen Riffler vertreten. Die Ortogneise sowohl, als die in der inneren Silvrettagrube häufigen Amphibolite setzen erst im oberen Paznaun und im Zentrum der Fervallgruppe in größerer Zahl und Ausdehnung ein.

Das Gebiet der Bündnerschiefer im Oberinntal wird ringsum von den Gneisen überschoben; der Rahmen dieses „Fensters“ ist aber nicht einheitlich, sondern besteht aus zwei Teilen: dem Südrand der Silvrettagneise, als tiefer liegender Rahmenteil, und dem Westrand der Öztalergneise, welche in der Nordostecke den Silvrettateil übergreifen. Sander bezeichnet dies als Scherenfenster, entstanden durch eine von SO gegen NW gerichtete Gebirgsbildungsphase aus einer ostweststreichenden Zonenfolge Öztalergneis — Kalkphyllit — Silvrettagneis — Quarzphyllit.

Die Bündnerschiefer sind zu einer großen SW-NO streichenden Antiklinale aufgebogen, deren aus grauen Bündnerschiefern bestehender Hauptteil entlang der Nordwestseite von mannigfaltig zusammengesetzten und tektonisch vervielfältigten Zügen von bunten Bündnerschiefern, Verrucano und zahlreichen kleinen Trias- und Liasklippen umsäumt werden; diese Zonen ummanteln zum Teil auch die nordöstliche periklinale Abwölbung bis zum Stalanzertal. Die Sedimentreihe der Bündnerschiefer reicht mindestens bis in die Kreide (Bündnerkreide des Samnaun),

wahrscheinlich bis ins Tertiär, die untere Altersgrenze ist unbekannt. Die grauen Bündnerschiefer der großen Antiklinale zeigen eine fein ausgebildete Differentialfältelung, besonders dort, wo viele dünne Schieferlagen den Kalkbänken zwischengeschaltet sind; Lager diabasischer Gesteine sind, besonders am Piz Mondin, in den tieferen Teilen der Schichtfolge verbreitet; verschiedenartige, zum Teil crinoidenführende Breccien in allen, am meisten aber in den höheren Horizonten. In den bunten Bündnerschiefern herrschen mehr sandige und tonige Gesteine neben vielen Feinbreccien und Konglomeraten.

Weiter soll hier nicht eingegangen werden, da es nicht Aufgabe dieses Führers ist, das Fenstergebiet näher zu behandeln, es läßt sich besser im Zusammenhang mit den gleichgearteten Schieferregionen des Prättigaus studieren.

Das Gebiet der Unterengadiner Dolomiten schließt sich mit den Ötztaler Alpen zu einer geologischen Einheit zusammen, welche durch den Aufschub des größeren östlichen auf den westlichen Teil zweigeteilt ist. Die Unterengadiner Dolomiten besitzen eine Basis aus kristallinen Schiefen gleicher Art wie die Ötztaler. Sie kommt besonders im Münstertal in Gestalt eines gewaltigen Massivs von Augengneisen zutage (Münstertaler Gneismasse); im Iuntale von Finstermünz aufwärts bilden Schiefergneise mit Amphibolitlagen und einzelnen Granitgneisen dieselbe.

Darüber häufen sich die Ablagerungen der vorwiegend in dolomitischer Fazies abgelagerten Trias und des Jura infolge tektonischer Vervielfältigung

zu gewaltigen Bergketten und Stöcken auf, im Verhältnis zu den ringsum zu gleicher und größerer Höhe aufragenden kristallinen Bergen also eine geologische Senke erfüllend. Wie durch die Untersuchungen von Spitz und Dyrenfurth zutage gekommen ist, sind die Trias- und Juraschichten in überschlagene Falten zusammengestaut, deren Achsen einen mehrfachen, aus Teilstücken zusammengesetzten, gegen Westen convexen Bogen beschreiben, welcher vom Piz Lad bis Nauders im Norden bis zum Ortler im Süden ausgespannt ist und bis zur Quaternalsgruppe im Westen sich vorwölbt. An den erhaltenen Sattel- und Muldenumbiegungen sieht man, daß die Falten in radialer Richtung nach außen überkippt sind. Die höheren Teile der Dolomitmassen (Hauptdolomit, Rhät und Jura) haben sich dabei abgehoben vom gefalteten Unterbau und als gesonderte Schubmasse weiter vorgeschoben. Ebenso sind Gleitungen an der Unterfläche über dem kristallinen Sockel eingetreten.

Die Entstehung des Bogens („rhätische Bogen“) ist wahrscheinlich nicht auf einen einzigen tektonischen Vorgang, sondern auf das Zusammenwirken zweier getrennter Gebirgsbildungsphasen zurückzuführen.

Im Osten und im Zentrum des Bogens liegen teils auf dem Kristallin, teils auf der Trias Deckschollen kristalliner Gesteine gleicher Art wie die Basis und wie die Öztaler, so am Urtiola, Minschuns (bei Cierfs) und P. Chazfora. Auch die oberen Teile des Chiavalatschkammes (tirolisch-schweizerische Grenze) heben sich durch eine Reihe

von Triaskeilen als Deckscholle von dem sonst ganz gleich zusammengesetzten Untergrund ab. Nach ihrer Gesteinsart und in Rücksicht auf die Bewegungsrichtung der überfahrenen Faltenzüge ist ihre Herkunft im Osten oder Südosten zu suchen; während die Ötztaler Gneise an der Schliniger Überschiebung aber mit dem überschobenen Gebirge nicht verfaultet und die Schubfläche wenig verbogen ist, sind diese Deckschollen, besonders südlich des Münstertals, stark mit dem Untergrund verschuppt und verschliffen, vielleicht also einer jener Überschiebung vorausgehenden Phase zuzuordnen.

III. Gesteine und Formationen

A. Kristalline Schiefer

a) Schiefergneise der Silvretta-, Ötztaler- und Ortlergruppe. Die unter den sedimentären Gesteinsarten herrschende in diesen Gebirgsgruppen ist ein glimmerreicher Biotitplagioklasgneis von mittlerer Korngröße und ausgeprägt schieferiger Textur, rostbraun anwitternd; Biotit als alleiniger oder stark vorherrschender Glimmer. Der Feldspat gehört der Albitoligoklasreihe an. Besondere Ausbildungen sind feinschuppige, schokoladebraune, glimmerreiche Biotitgneise (Biotitschiefer), oft in ebenso feinkörnige Biotitquarzite übergehend. (Schmale, langhinziehende Lagen an den Kämmen zwischen Langtaufers und Nauders, Tösneretal u. a. O.). Grobschuppige, glimmerärmere Biotitgneise, dickplattig, brechend und auch oft quarzreich (durch Wandbildung hervortretend in

der südlichen Umrandung des Gepatschstockes, Elferspitzgruppe, südliche Ultentalerkämme [„gemeiner Gneis“], Val del Monte [Pejogneis] u. a. O.).

Die gewöhnlichen Schiefergneise führen strichweise Disthen (blaßblauer Cyanit) in plattstengeligen Kristallen bis zu mehreren Centimetern Länge, sowie Staurolith in kleinen wohl ausgebildeten Kristallen. Granat ist mikroskopisch sehr oft zu beobachten und auch makroskopisch nicht selten.

Manche Bereiche der Öztaler Schiefergneise sind durch Neubildung von Albit ausgezeichnet, der in weißen, rundlichen Körnern hervortritt, welche viel Glimmerschuppen und Quarzkörner in der Anordnung der Schieferung umschließen; teils schmalere Züge mit Centimeter großen Albiten (Feldspatknötchengneise), teils weite Bereiche mit ganz kleinen solcher Knötchen (körnelige Gneise, Perlgneise).

Die Albitbildung und der stärkere Cyanit- und Staurolithgehalt gehen im allgemeinen miteinander; im nördlichen Teil der Öztaler (granitreicher Teil), sieht man beide selten, sie sind dagegen häufig und stark ausgeprägt in der mittleren Hauptschiefergneisregion anzutreffen. Lebhaftige Wechsellagerung bis Bänderung (aus Biotitgneis, Feldspatknötengneis, Staurolith- und glimmerreichen Lagen usw.) sind für die stärkst ausgebildeten derartigen Mineralzonen typisch, z. B. Ölgrubenjoch, Öztaler Hochjoch, Öde Löcher (Matscherferner), Hintergrasln (Vernagterferner) u. a. O.

Die „Perlgnese“ sind im Langtaufers und in der Elferspitzgruppe weit verbreitet und ver-

schwimmen durch Übergänge mit den gewöhnlichen Schiefergneisen und enthalten auch überall verstreut Staurolith, Cyanit und Granat.

In den vorderen Sellrainerbergen ist die Albit- und Staurolithbildung in den Glimmerschiefern des Lizumertales stark entwickelt.

Den Albitknoten, aber ohne Staurolith, begegnet man wieder in der Glimmerschiefer-Phyllitgneiszone am Südrande der Landecker Phyllite vom Inntal bis ins obere Stanzertal.

In den Silvrettagneisen selbst und in der Ortlergruppe habe ich diese Gneisarten bisher nur ganz vereinzelt und selten angetroffen.

Eine Abart der Schiefergneise im mittleren Paznauntal ist durch Biotitporphyroblasten ausgezeichnet (Biotitfleckengneise).

Während bei den Schiefergneisen in den inneren Öztaler Alpen, in den Silvretta- und Ultentaler Alpen die kristalline Struktur durch spätere Deformation in der Regel nur in geringem Grade verletzt wurde, sind die Schiefergneise im oberen Vintschgau, an den Hängen des Matscherkammes, der Laasergruppe und des Chiavalatschkammes stark deformiert und dabei sowohl strukturell als chemisch-mineralogisch verändert worden, wodurch sie sich strukturell den Phylliten nähern (Phyllonite). Sie werden als Phyllitgneise bezeichnet. Ähnliche Arten glimmerreicher, serizitischer Phyllitgneise begegnet man in der südlichen Ortlergruppe sowie zwischen dem Phyllit von Landeck und den Silvrettagneisen, hier gemengt mit Glimmerschiefern und Quarziten.

2. Glimmerschiefer

a) staurolithführende Muscovitglimmerschiefer in dünnen Lagen wechselnd mit schuppigen Biotitgneisen und Quarziten. Planail — Oberes Matschertal — Schnalstal. Die Biotitgneise gleich den grobkörnigen, glimmerarmen der Schiefergneise. Staurolith und Granat in dünnen Lagen sehr reichlich.

b) Biotitglimmerschiefer des Matscherkammes: Biotitreicher Schiefer mit mäßigem Gehalt an Plagioklas, etwas Muscovit und Granat, vereinzelte Lagen mit Staurolith. Mikroskopisch Sillimanit in Knoten. Lokal (Hochalt) übergehend in phyllitgneisähnliche Typen, anderorts staurolith- und granatreiche Phyllitlagen (Mastaunspitz). Eingelagert kleine Marmorlager mit Crinoidenspuren und einzelne kleine Amphibolitlager, durchdrungen von zahlreichen Pegmatitgängen.

c) Laaserschichten. Bestandteile dieses Gesteinszuges sind vor allem staurolithhaltige Glimmerschiefer und Phyllite. Erstere enthalten neben Muscovit viel gebleichten Biotit und viel Staurolith und Granat. Letztere besonders reichlich und gut entwickelt in den dieser Schichtgruppe zugehörigen Phylliten im Peder- und Lyfital und Suldener Rosimal. Gegen den unteren Vintschgau hin gehen die Laaserschichten in Zweiglimmergneise über. Leitgestein der Gruppe die Marmore, welche südlich Schlanders (Eingang des Martelltals — Jennewand — Laasertal) ausgedehnte, mächtige Lager bilden, welche in mehreren Steinbrüchen (Göflaneralm, Laasertal, Eingang des Martelltals) einen rein weißen, mittelkörnigen Statuenmarmor liefern, der wegen seiner Wetter-

beständigkeit und der Größe (bis zu 30 cbm) und Gleichmäßigkeit der Blöcke geschätzt und viel verwendet ist, z. B. Moltkedenkmal in Berlin, Parlamentsbrunnen in Wien, Mosesstatue (6 m hoch) in Philadelphia usw. Der Marmor ist teilweise dolomithaltig, selten reiner Dolomitmarmor. Kleine Amphibolitlager auch im Marmor. Pegmatite hauptsächlich im unteren Vintschgau, selten in der Laasergruppe, durchdringen die Serie.

d) **Tonaleschiefer.** Der gneisigen Entwicklung der Laaserschichten schließen sich die glimmerreichen Schiefergneise mit Marmorlagern und Amphiboliten an, welche nördlich des Tonalepasses vom Veltlin kommend, bis Rabbi durchstreichen. Es sind zweiglimmerige, biotitreiche Schiefergneise, welche durch intensive Durchdringung mit pegmatitischen Injectionen das Aussehen arteritischer Biotit-Glimmerschiefer erhalten haben. Häufig auch größere Pegmatitgänge; die teilweise sehr mächtigen Marmore enthalten viel Glimmer und Strahlstein und sind am Kontakt mit Pegmatitgängen zu Kalksilikatfelsen mit Granat, Pyroxen (Salit), Wollastonit, Epidot, Titanit umgewandelt. Einzelne Amphibolitlager begleiten die Marmore. Staurolithschiefer fehlen in diesem Zuge, ebenso wie solche auch in der östlichen Fortsetzung der Laaserschiefer im unteren Vintschgau nicht entwickelt sind.

Auf die Durchdringung dieser Tonalezone mit Olivinfelsen wurde oben hingewiesen. Sie charakterisieren nicht diese Schichtgruppe, sondern die durch gleiche Intrusionen ausgezeichnete Gebirgszone, die Diorit-Kinzigitzone Ivrea-Tonale.

Die marmorführenden Serien b, c und d können einander stratigraphisch gleichgesetzt werden und nehmen eine Stellung zwischen Gneis und Phyllit ein, mit teilweiser Äquivalenz gegenüber ersterem. Wo die Begleitschiefer der Marmore gneisig entwickelt sind, wie an den Ultenerkämmen, ist eine Abgrenzung unsicher.

Möglicherweise gehören dieser Schichtgruppe auch die e) Glimmerschiefer im vorderen Paznauntal an, welche in der Rotbleiskopfgruppe und am Kamm Pezinerspitz—Lattejoch auf den Schiefergneisen bzw. auf dem Granitgneis des Riffler liegen. Es sind Granatglimmerschiefer mit staurolithreichen Lagen, seltener mit Cyanit. Sie umschließen keine Marmore, ein paar sehr kleine Marmorvorkommen stecken in den benachbarten pegmatitreichen Biotitschiefergneisen.

f) Glimmerschiefer, teilweise granathaltig, durch alle Zwischenstufen eng verbunden mit Phyllitgneisen und quarzitischem Schiefer bilden den südlichen Randteil der Landecker Phyllitzone.

3. Phyllite

Die Phyllite der Landecker Zone und jene der Ortlergruppe können als Quarzphyllit bezeichnet und einander gleichgestellt werden. Granatgehalt ist in bei den Gebieten zonenweise reichlich, hauptsächlich in den tiefsten Lagen im Übergang zu den Gneisen. Die Granatphyllite des Matscherkammes gehören gleichfalls in diese Gruppe. Im Landeckerphyllit öfters schuppig-gneisige Lagen (Albitphyllite und Gneisphyllite). Quarzite treten in beiden Gebieten

an der Grenze gegen die Gneise auf (sehr deutlich z. B. im Rabbi-, Martelltal, Tobadill). Vereinzelt geringmächtige Einlagerungen von Hornblendeschiefern allenthalben.

Im oberen Martelltal und südlich vom Val furva zahlreiche und ausgedehnte Lagen kristalliner Kalke, zumeist mit beträchtlichem Glimmer- und Quarzgehalt, auch graphitisch, Kalkglimmerschiefer, Bänderkalke und dgl. zum Unterschied von den viel reineren Kalken der Laaser Serie.

4. Metamorphe Eruptivgesteine

Granitische Gesteine

Die in Granitgneise umgewandelten Intrusivmassen besitzen eine nach Struktur und Zusammensetzung wechselnde Ausbildung.

Bezüglich Struktur trifft man alle Übergänge von dem körnigen Granit mit parallel geordneten Glimmern bis zu dünnschiefrigen, serizitischen Schiefen. Biotitreiche, gut geschieferte Arten sind mitunter schwer vom sedimentogenen Biotitgneis zu trennen.

Inhaltlich beobachtet man eine Reihe, welche vom Biotitgranitgneis über zweiglimmerige Gneise zu Muscovitgranitgneis führt. Feines Korn und Verarmung an Glimmer führen zu Aplitgneisen. Bei stark verschieferten Granitgneisen geht der Feldspat in Serizitaggregate über, es erscheint als Endprodukt ein Serizitquarzschiefer.

Eine vielverbreitete Art sind die Augengneise, deren Struktur zumeist auf eine ehemals grobpor-

phyrische Struktur des Granits zurückzuführen ist. Die Feldspateinsprenglinge (Mikroklin und Orthoklas) sind als „Augen“ erhalten geblieben. Die größten der granitischen Massen des durchwanderten Gebietes gehören dieser Gesteinsart an (Aifenspitz—Zaunhof im Pitztal, Glockturmmasse, Münstertaler Masse, Angelusgruppe a). Oft treten Muscovitgranitgneise und Aplite als Randfazies der zweiglimmerige Granitgneise auf.

Basische Eruptivgesteine

Den Graniten noch sehr nahe stehen die Tonalitgneise mit Hornblende und Biotit und Vorherrschaft oder Alleinherrschaft des Plagioklases unter den Feldspäten. Meist mit granitisch-körniger Struktur und Parallellagerung der Glimmer. Hierher gehören die Granodiorite des Acherkogls und der Engeland im Ötztal, die Tonalitgneise an der Nordseite des Langtaufertals, und jene, welche die Biotitgranitmasse des Watzespitzes (Pitztal) im Norden und Süden umsäumen (Seekogl im Pitztal, Plangerosferner), ferner der Granodiorit von Gomagoi und die kleineren granodioritischen und tonalitischen Massen, welche im Augengneis der Münstertaler Gneismasse stecken.

Die tonalitischen Gesteine sind in der Regel weit weniger metamorph als die granitischen, sowohl mineralogisch als strukturell.

Eine volle kristalline Metamorphose haben die viel verbreiteten Lager von Gabbro und Diabas erlitten, welche jetzt in Form der Amphibolite uns vorliegen. Meist verbreitet sind Plagioklas-

amphibolite, häufig mit Bänderung durch feldspatreiche und -arme Lagen. Selten sind noch Lager mit Resten gabbroider Struktur. Überall verbreitet sind Granatamphibolite, andere Abarten Kelyphitamphibolite, Epidotamphibolite, Biotitamphibolite. Seltener Eklogite (Ötztal, Pitztal). Häufig ist eine feine Wechsellagerung mit Biotitgneisen und Biotithornblendegneisen. Quarzite (Hornfelse) begleiten oft die Amphibolite.

B. Ganggesteine

Pegmatite

Großkristalline granitische Ganggesteine, meist in Lagergängen, aber auch Quergänge besonders in Kalken nicht selten. Korngröße bis zu kopfgroßen Feldspäten und Quarzen und handteller großen Glimmern. In der Regel richtungslos, körnig, aber auch tektonisch geschieferte (Martell, Schluderserberg usw.). Glimmer, meist Muscovit, aber auch Biotit nicht selten. Häufig Turmalin (Schörlpegmatit), an der Schluderscharte Beryll. Im Martelltal intrudiert die Phyllite und Phyllitgneise eine mächtige Masse von Muscovitgranit (Martellergranit), welcher sich nach außen und oben in zahllose Pegmatitgänge auflöst. Kleine Kontakthöfe durch Turmalinanreicherung im umgebenden Phyllit der Laasergruppe, dort und da; Kalksilikatfelse als Kontaktwirkung am Kalke siehe oben.

Gangschar von Rojen-Langtaufers

Von den kristallinen Deckschollen auf der Lischannatrias, in denen auch noch hierhergehörige

Gänge stecken, bis zum Gepatschferner stecken in den Öztalergneisen ungefähr 60 Gänge, zumeist als Lagergänge, aber auch quergreifend, welche teils granitische, teils diabatische Ganggesteinsart besitzen; hiersollen nur knappe makroskopische Charakteristiken derselben gegeben werden, zur leichteren Erkennung im Gelände. Über mikroskopische und chemische Analyse siehe die Literatur.

Aplitporphyr, weiß, feinkörnig, mit wenigen kleinen Feldspateinsprenglingen.

Granitporphyr, weiße bis lichtgraue Grundmasse mit zahlreichen Einsprenglingen von Quarz (Dihexaeder), etwas Feldspat und sehr kleinen Biotiten.

Quarzdioritporphyr (Arlui bei Graun), dunkle Grundmasse mit vielen kleinen Quarzeinsprenglingen und Feldspatleistchen. Basische Randfazies mit sehr wenig Quarzeinsprenglingen und Hornblende.

Quarzdiabas und Diabas (Proterobas), dunkle feinkörnige bis dichte Gesteine, auf den Anwitterungsflächen werden die feinen Feldspatleistchen und die ophitische Struktur sichtbar. Quarzgehalt der ersteren für das unbewaffnete Auge nicht hervortretend. Manche vollkommen dichte Arten (mit wenig oder keinen Einsprenglingen) werden als Aphanite beschrieben. Unter den Quarzdiabasen auch kleinsporphyrisch struierte (Quarzdiabasporphyrite).

Diabasporphyr (Labradorporphyr). Ingrauer, feinkörniger bis dichter Grundmasse, zahlreiche Einsprenglinge von idiomorphem Feldspat (bis zu 1 cm Größe) und wenige von Augit.

Die Gänge im inneren Langtaufers (Vorderer Karlsnitz) und am Grat Weißeespitz-Nörderberg sind

stark druckschieferig, zum Teil auch jener von Arlui, während die Gänge der Elferspitzgruppe mit Ausnahme einzelner Granitporphyre strukturell unverseht sind.

An ein paar Stellen ist dieselbe Gangspalte zweimal intrudiert worden, zunächst mit basischem, dann mit saurem Magma („gemischte Gänge“).

Ganggesteine der Ortlergruppe

Analoge Gruppen von Ganggesteinen wie im Rojener Gebiet begegnet man, durch sehr zahlreiche Gänge vertreten, in der Ortlergruppe, als Lagergänge und Quergänge die Schiefergneise, den Quarzphyllit und die Ortlertrias durchdringend. Die östlichsten derselben in den Ultentaler Alpen erscheinen als Ganggefolgschaft des Kreuzberg-(Iffinger)-Tonalites und der diesen analogen Granite des nördlichen Ultenerkamms (Kuppelwiesertal u. a.) und auf sie beschränken sich die granodioritischen Ganggesteine, während in der engeren Ortlergruppe nur basische Gänge auftreten.

Aplitporphyrite wie oben (Aplitporphyr).

Quarzglimmerporphyrite (Tonalitporphyrite).
Dichte, hellgraue Grundmasse mit Einsprenglingen von Feldspat, Quarz und Biotit (chloritisiert), selten Granat.

Granatporphyrite, grüngraue, feinkörnige Grundmasse mit Einsprenglingen von Feldspat, Granat und kleinen, stark zersetzten Hornblenden. Die roten Granaten sind größtenteils in den weißen Feldspäten eingeschlossen. (Nordseite des Hochjochs und Hochwart im nördlichen Ultenerkamm).

Hornblendeglimmerporphyrite, graue, feinkörnige Grundmasse mit vielen Einsprenglingen von Feldspat, grünschwarzer Hornblende und Biotit. Häufig pyritartig. Hier reiht sich der Töllit von der Töll bei Meran an, der den Tonalitporphyriten zugehört, während die übrigen Vertreter dieser Porphyrite im Ulten-, Rabbital und Val furva stark den Suldeniten sich nähern.

Suldenite besitzen den gleichen andesitischen Habitus wie die Hornblendeglimmerporphyrite; feinkörnige, graue Grundmasse mit sehr zahlreichen Einsprenglingen von schwärzlichgrüner Hornblende und Feldspat, Biotit fehlt bei typischen Formen, ebenso der Quarz, der bei jenen wesentlicher Bestandteil der Grundmasse ist.

Ortlerite, dunkelgrüne dichte Grundmasse mit wenigen kleinen Einsprenglingen von schwarzer Hornblende, selten Augit.

Kersantite, dunkelgraubraune, feinkörnige Grundmasse mit Einsprenglingen von Biotit. Ein paar Gänge im obersten Ultental.

Wie bei allen Ganggesteinen gibt es zahlreiche Abarten und Übergänge. Kleine Dioritstöcke mit porphyritischer Randfazies brechen am Königsjoch, im Weißbrunnental und anderorts auf.

Im Chemismus stimmen die basischen Gesteine von Rojen-Langtaufers und die Ortlerite und Suldenite ganz überein, strukturell sind sie verschieden.

Die Gänge in der Ortlertrias erzeugten Kontakthöfe mit Kalksilikaten und Erzen (Königsjoch, Cima della miniera).

Diabase des Inntales

Eine große Zahl von Diabasgängen begleitet den Gneisrand der Öztaler Gneise gegen die Bündnerschiefer; gleiche Gänge durchziehen auch den Phyllit bei Landeck, einige etwas abweichend geartete bei Kappl im Paznaun die Gneise und Glimmerschiefer. Dichte bis feinkörnige Gesteine von lichtgrauer bis grüngrauer Farbe, porphyritische Abart wegen Kleinheit der Feldspateinsprenglinge mit freiem Auge schwer zu unterscheiden. Chemisch und durch ihren Feldspatreichtum stimmen sie gut mit den diabasischen Gesteinen von Rojen überein. Am Salband solcher Diabasgänge treten im obersten Tösnertal (Platzertal) die silberhältigen Bleierze auf, welche im Bergbau Tösens abgebaut werden.

C. Verrucano

Vom Rand der Kalkalpen bis zum Ortler, als einheitliche Transgressionsbildung über dem kristallinen Grundgebirge, nach dessen erster Auffaltung ausgebreitet, in stark wechselnder Mächtigkeit. Klastische Gesteine, je nach dem Untergrund etwas wechselnd in der Gesteinsart: Quarzconglomerate mit serizitischem Bindemittel (Quarzgeschiebe oft rötlich gefärbt), lichtgrünliche Arkosen, grobe Quarzsandsteine, Quarzserizitschiefer, weiße Quarzfelse und Quarzite (weiß, grau, rötlich). Außerdem sehr stark umgewandelte quarzporphyrische Ergußgesteine, Lagen von Eisendolomit, besonders im Hangenden. Weit verbreitet ist ein locker verteilter Gehalt an Eisenerz (Pyrit oder Eisenkarbonat), der sich mehrfach auch zu kleinen Erzlagern sammelt, so die

Fahlerz- und Kiesgänge im Eisendolomit des Rotenstein bei Serfaus (Bergbau), zahlreiche alte Baue auf Spateisenstein, Fahlerz und Kiese im Stanzertal, Ortlergruppe.

Im Hangenden geht der Verrucano über in die feinerklastischen Sedimente des Buntsandsteins; eine Grenze ist zwischen beiden nicht sicher angebbar.

D. Mesozoische Ablagerungen

Die Trias- und Juraschichten der Unterengadiner Dolomiten und der Triasreste der Ötztaler Alpen sind in einer eng an die Entwicklung der Nordtiroler Kalkalpen sich anschließenden „central-alpinen Facies“ (Spitz) entwickelt.

Buntsandstein: weiße, rote, grünliche, feinkörnige Sandsteine, bunte Tonschiefer; am Jaggl im Hangenden kalkig werdend mit Crinoiden.

Muschelkalk (Scarlschichten Spitz): Knollenkalke, hornsteinknollenhältige, dunkle Kalke, lichte rötliche Kalkschiefer; charakteristisch die starke Beteiligung dolomitischer Gesteine (Encrinidendolomit am Jaggl, Eisendolomite usw.). Am Jaggl auch in diesem Horizont Rauhwanke und Gips.

Wettersteindolomit: dickbankiger, gut geschieferter, hell- und dunkelgrauer Dolomit, mit *Diplopora debilis* und *ex aff. annulata*. (Diploporendolomit des Jaggl).

Raiblerschichten: Sandsteine und schwarze Lumachellen-Kalke, mächtige gelbe Rauhwancken und Gips, Gipsdolomit (obere Rauhwanke und Gipsdolomit am Jaggl), charakteristisch besonders gelbe milde

Tonschiefer und gelbliche Dolomite mit tonigem, dunklem Belag und Dolomitprimärbreccien; ferner als Anklang an die Südalpen Ergüsse von Quarzporphyr, der in gelb-rötliche porzellanartige Schiefer umgewandelt ist und Diabasporphyr mit Tuffen, teilweise auch stark umgewandelt (Amphibolit am Piz Lad im Münstertal), beide im Münstertal.

Hauptdolomit: lithologisch völlig dem ladinischen gleichender Dolomit, dessen Zugehörigkeit bei tektonisch aus dem Verband gerissenen Partien oft schwer sicherzustellen ist. Gegen das Rhät zu bildet sich in den südlichen Unterengadiner Dolomiten bis zum Ortler ein norisch-rhätisches Grenz-niveau (Spitz und Dyrenfurt) in Gestalt dünntafeliger, schwarzer Kalkschiefer aus.

Rhät: schwarze Kalke und Kalkschiefer, Mergel, tonige Schiefer, welche manchmal metallfarben anlaufen und halbphyllitisch sind, blaugraue und rötlichgraue Kalke. Es lassen sich drei besondere Faciesbereiche innerhalb der Unterengadiner Dolomiten unterscheiden.

Lias: in der Lischannagruppe als grobe Transgressionsbreccie mit rotem, tonigen Bindemittel den Hauptdolomit übergreifend, im Süden in der Form der nordalpinen Allgäuschiefer entwickelt, mit Verbindungsgliedern beider Facies.

Malm: schwärzlicher, oft marmorisierter Kalkschiefer mit Hornsteinlagen, auch rötlich mit Aptychen, Radiolarite.

Da das Gebiet der Bündnerschiefer in diesem Führer nicht näher behandelt ist, wird von einer

Beschreibung dieser mesozoischen Serie abgesehen und nur gegebenenfalls einzelnes vermerkt.

IV. Wichtigste Literatur und Karten

- O. Ampferer und W. Hammer, Geologischer Querschnitt durch die Ostalpen. Jahrbuch der geol. Reichsanstalt, Wien 1911.
- J. Blaas, Geologischer Führer durch die Tiroler- und Voralberger Alpen, Innsbruck 1902.
- , Ein Profil im vorderen Pitztal. Verhandl. d. geol. Reichsanstalt, Wien 1909.
- A. Cathrein, Mineralogie und Geologie des Pitztales. In Schuch, Das Pitztal, II. T. Zeitschrift des D. u. Ö. Alpenvereins 1906, S. 260.
- H. v. Foulton, Über mineralführende Kalke aus dem Val Albiolo in Südtirol. Verhandl. der geol. Reichsanstalt 1880, S. 146.
- Fr. Frech, Der Gebirgsbau der Tiroler Zentralalpen. Wiss. Ergänzungshefte zur Zeitschrift des D. u. Ö. Alpenvereins, II. Bd. 1. Heft.
- U. Grubenmann, Bericht über die Aufnahmen im Gebiet des Ötztales. Anzeiger d. K. Ak. d. Wiss. in Wien, mathem.-naturw. Kl., 35. Jahrgang 1898, S. 16.
- , Über einige Ganggesteine aus der Gefolgschaft des Tonalits. Tscherm. Miner. Mitteilungen 1896, S. 189.
- W. Hammer, Die Phyllitzone von Landeck, Jahrb. d. geol. Reichsanstalt, Wien 1918.
- , Das Gebiet der Bündnerschiefer im tirolischen Oberinntal. Jahrbuch d. geol. Reichsanstalt, Wien 1914.
- , Über die granitische Lagermasse des Acherkogel im vorderen Öztal. Verhandl. d. geol. Reichsanstalt, Wien 1921, Nr. 4—5.
- , Über einige Amphibolite aus dem Kaunergrat. Verhandl. d. geol. Reichsanstalt, Wien 1917, S. 219.
- , Die Schichtfolge und der Bau des Jaggl im oberen Vintschgau. Jahrbuch d. geol. Reichsanstalt, 1911.
- , Beiträge zur Geologie der Sesvengruppe. Verhandlungen d. geol. Reichsanstalt, 1907, 1908, 1910 u. 1912.

- W. Hammer und John, Augengneise und verwandte Gesteine aus dem oberen Vintschgau. Jahrbuch 1909.
- , Die Ortlergruppe u. d. Chiavalatschkamm. Jahrbuch d. geol. Reichsanstalt, 1908.
- , Geologische Beschreibung der Laasergruppe. Jahrbuch d. geol. Reichsanstalt, 1906.
- , Über die Pegmatite der Ortler-Alpen. Verhandl. d. geol. Reichsanstalt, 1903, S. 345.
- , Die kristallinen Alpen des Ultentals. Jahrbuch d. geol. Reichsanstalt, 1902 u. 1904.
- , Geologische Aufnahme des Blattes Bormio—Tonale. Jahrbuch 1905.
- , Olivinegesteine aus Nonsberg, Sulzberg u. Ultental. Zeitschr. f. Naturwissensch., Stuttgart, 72. Bd.
- Hammer und Schubert, Die Tonalitgneise d. Langtaufertals. Sitz.-Ber. d. K. Ak. d. Wiss. in Wien, 126. Bd., S. 421.
- Fr. Heritsch, Handbuch der regionalen Geologie: Die Ostalpen. Bd. II. 5a, 1915.
- G. Hradil, Über Gneise der Ötztalermasse. Jahrb. d. geol. Reichsanstalt, 1911.
- L. Hezner, Ein Beitrag zur Kenntnis der Eklogite und Amphibolite d. mittleren Ötztals. Tscherm. Mitt. 1903.
- G. A. Koch, Geologische Mitteilungen aus der Ötztalerguppe. Jahrbuch d. g. R. 1875, S. 247.
- , Über Murbrüche in Tirol, ebendort, S. 97.
- Th. Ohnesorge, Die vorderen Kühtaierberge. (Bezieht sich auch auf Mineralfundstätten im Pitztal). Verhandl. d. geol. Reichsanstalt, 1905, S. 175.
- Penk und Brückner, Die Alpen im Eiszeitalter. I. u. III. Bd., 1909.
- B. Sander, Zur Geologie der Zentralalpen. Jahrbuch d. geol. Staatsanstalt, 1921.
- W. Schiller, Geologische Untersuchungen im östl. Unterengadin. Ber. d. naturf. Gesellsch. i. Freiburg i. Br., 1904 und 1906.
- A. Spitz und G. Dyrenfurth, Monografie der Engadiner Dolomiten. Beiträge zur geol. Karte der Schweiz, N. F. 44. Lfg.

- G. Stache und C. John, Beiträge zur Kenntnis der älteren Eruptiv- u. Massengesteine der Mittel- u. Ostalpen. Jahrbuch d. geol. Reichsanstalt, 1877 u. 1879.
- M. Stotter, Die Ötztaler Gruppe und die Silvretta, aus d. Nachlaß herausgegeben v. A. Pichler. Zeitschr. d. Ferdinandeums, Innsbruck 1859.
- E. Sueß, Über das Innthal bei Nauders. Sitz.-Ber. d. K. Ak. d. Wiss. i. Wien, 114. Bd., S. 699.
- P. Termier, Les Alpes entre le Brenner et la Valtelline. Bull. d. l. soc. geol. d. France 1905, S. 209.
- G. B. Trener, Geologische Aufnahme im nördlichen Abhang der Presanellagruppe. Jahrbuch d. geol. Reichsanstalt, Wien 1906.
- E. Weinschenk, Die Tiroler Marmorlager. Zeitschr. f. prakt. Geol., 1903, S. 131.

Geologische Karten:

- Geologische Spezialkarte von Österreich. Herausgegeben von der Geologischen Staatsanstalt in Wien, 1:75000, Blatt Bormio—Tonale mit Erläuterungen, Blatt Cles mit Erläuterungen, Blatt Glurns—Ortler mit Erläuterungen, Blatt Nauders (im Druck), Blatt Landeck, (Zu beziehen durch Kommissionsverlag R. Lechner, Wien I. Graben 31).
- Geologische Übersichtskarte von Tirol von Blaas, (Innsbruck, Wagner).
- Geologische Spezialkarten der Lischannagruppe, in den Arbeiten von Schiller (siehe oben).
- Geologische Spezialkarte, 1:50000, der Unterengadiner Dolomiten von Spitz und Dyrenfurth, im Beitr. z. geol. Karte der Schweiz N. F. 44. Lfg.
- Geologische Spezialkarte der Umgebung von Prutz und des Jaggl, 1:25000, in den bezüglichen Arbeiten von Hammer (siehe oben).

Topographische Karten:

- Österr. Generalstabskarte, 1:75000, Blätter Landeck, Ötztal, Nauders, Sölden, Glurns, Meran, Cles, Bormio—Tonale.
- Karte der Ötztalergruppe, 1:50000, des D. u. Ö. Alpenvereins, ebenso von der Silvretta- und Ortlergruppe.

Zweiter Teil

1. *Wanderung.* 2 tägig

Landeck-Pians-Tobadill (1136 m) — Flathalm (1678 m) — Thialspitze (2395 m) — Fisseralm (1801 m) — Ladis — Prutz (866 m).

Geologische und geographische Spezialkarte 1:75 000 Blatt Landeck.

Die erste Wanderung zeigt uns die Phyllite von Landeck und die darin eingeschobenen Schuppen von Verrucano, dann die südliche Randzone der Phyllitregion, bestehend aus Phyllitgneisen, Quarziten und Albitknotengneisen; auf der Thialspitze erreichen wir den Rand der Silvrettagneise, deren vollkristalline, pegmatitisch durchhaderte Biotitgneise sich auffällig abheben von den phyllonitisierten, serizitischen Schiefern der Phyllitzone, auf welche sie aufgeschoben sind. Der Weiterweg folgt dem von der Schubzone eingeklemmten Band von Verrucano und Trias und durchquert schließlich die Gneise bis zum Südrand an den Bündnerschiefern des Prutzer Beckens.

Am 1. Tag entsteigen wir in Landeck (Station der Bahnlinie Bregenz [Buchs]-Innsbruck) dem Eisenbahnzug und begeben uns zur Pfarrkirche von Landeck, welche auf einer aus postglacialen Inn- und Sannaschottern gebildeten Talterasse, zirka 30 m über dem Inn, steht (20 Min.). Etwa 200 m östlich der

Kirche, am Fuß des steil aus der Terasse sich erhebenden Berghanges erschließt ein kleiner, aufgelassener Steinbruch einen Gang von Diabas im Phyllit, ein typischer Vertreter der Gänge dieser Art, welche im Phyllit von Landeck auftreten und in gleicher Gesteinsart und sehr großer Anzahl den NWrand der Öztalergneise gegen die Bündnerschiefer durchschwärmen. Der dichte, graugrüne Diabas steckt als Lagergang im Phyllit, greift aber auch quer in den Phyllit ein und entsendet kleine Apophysen; die Randzone, die mit dem Phyllit fest verlötet ist, ist lichter gefärbt, mit einsprenglingartig hervortretenden Feldspatleisten und in schieferig-fluidaler Struktur. Mikroskopischer Befund: ophitische Struktur; Andesinleistchen mit Zwischenklemmungsmasse von Chlorit, Kalzit, Leukoxen, Titaneisen; Pyrit. Analyse siehe Literatur: Hammer (Phyllitzone von Landeck).

Der Gang läßt sich noch etliche hundert Meter weit gegen Osten verfolgen.

Wir steigen über die Terasse hinab in den Markt und machen noch einen kleinen Spaziergang auf der Reichsstraße nach Süden, wo an hohen Felsanschnitten der Phyllit von Landeck in charakteristischer Ausbildung zu sehen ist.

Zurück in die Ortschaft und zum Bahnhof, oder kürzer für die Weiterfahrt nach der Haltestelle Perfuchs; Bahnfahrt nach Station Pians (5 km) oder auch zu Fuß auf der Straße dorthin ($1\frac{1}{2}$ Stunde).

Von Station Pians auf dem Fahrweg nach Dorf und Gasthaus Tobadill ($\frac{3}{4}$ Stunde)¹⁾. Fig. 1.

¹⁾ Alle Zeitangaben als reine Gehzeit ohne Aufenthalte gerechnet.

Station und Straßenbeginn im Phyllit Ober der zweiten Kehre der Straße gibt ein großer Steinbruch gute Aufschlüsse von einer in Phyllit eingeschobenen Scholle von Verrucano: Am unteren Rand der Felsabbrüche großblättriger Phyllit, der lagenweise viel Granat enthält, steil südfallend; über ihm ölgrüne und violettschwarze serizitische Schiefer mit Schmitzen von Eisencarbonat, kleine Adern von Quarz und Eisencarbonat durchdringen auch den liegenden

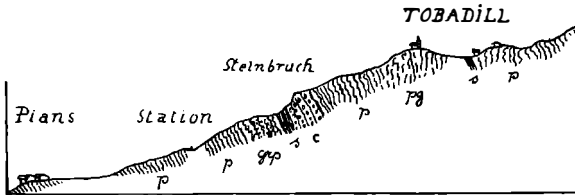


Fig. 1.

p Phyllit, *grp* Granatphyllit, *pg* Gneisiger Phyllit, *s* Serizitschiefer und *c* Conglomerate und Arkosen des Verrucano.

Granatphyllit. Höher hinauf grobkörnige, lichtgrüne Arkosen mit weißen Quarzgeröllen. Denselben Verrucanozug begegnet man am Weiterweg über die Straße, oberhalb der Kapelle. Darunter und darüber Phyllit, der unterhalb der Kirche schuppig und phyllitgneisartig wird.

Beim Bau der Straße wurde im Phyllit auch ein Gang eines dichten, stark verschieferten Diabasporphyrites mit Mandelsteinstruktur aufgeschlossen, dessen Aufschluß jetzt aber kaum mehr erkennbar ist.

Die Verrucanozone setzt sich gegen Westen über den Bahnkörper und die Sanna bis zur Kapelle M.

Larch fort. Ein paar Schurfstollen auf Eisenerze sind in ihr angelegt, als Zeichen des überall verbreiteten, aber nicht genügend reichen Erzgehaltes des Verrucano im Stanzertal.

In den Feldern unterhalb des Gasthauses von Tobadill zeigt ein winziger Aufschluß das Durchstreichen eines neuerlichen Verrucanoblattes an.

Die Ortschaft liegt auf einer schönen glacialen Rundhöckerterasse.

Am 2. Tag frühzeitiger Aufbruch! Auf dem steilen Almweg von Tobadill zur Flathalm (1 $\frac{1}{2}$ Stunden) empor über quarzitisches Glimmerschiefer und schuppigen Gneisphyllit, welche hier den Südrand der Phyllitregion einnehmen.

Die Mulde der Flathalm ist zugeschüttet mit Moränen und steilen Schutthalten; gegenüber der Alm ausgedehnte Kalksinterabsätze. Wir steigen noch ein Stück über die Weidefläche empor und wenden uns bei 1900 m Höhe an der Waldgrenze nach links hinaus um über dürftige Viehsteige den Nordnordwestkamm die Thialspitze zu erreichen, welchem wir dann bis zur Spitze folgen (breiter Blockkamm, zuletzt etwas steiler und felsiger; Flathalm-Thialspitze 2 $\frac{1}{2}$ Stunden).

An der Waldgrenze am Kamm stehen noch Granatphyllit und Granatglimmerschiefer an. Höher hinauf übersteigt man nun die zwischen Phyllit und Silvrettagneise sich einschiebende Zone der Glimmerschiefer und Phyllitgneise, welche hier und in dem ganzen Gebiet westlich des Inn charakterisiert ist durch das Auftreten von Albitknotengneisen (Fig. 2). Auch stark verschieferte Granitgneise

enthält diese Zone. Die allgemein starke Durchbewegung konzentriert sich stellenweise noch zu schmalen Verdrückungszonen mit diaphoritischen Schiefeln. Schließlich gelangt man an zwei Streifen von stark verarbeitetem Verrucano: grünliche Schiefer mit rostigen Putzen, auch mit hellgrünen kalkigen Lagen. Zwischen beiden Streifen liegt bereits zweiglimmiger schwach diaphoritischer Schiefergneis. Die obere Verrucanozone umschließt eine kleine Linse

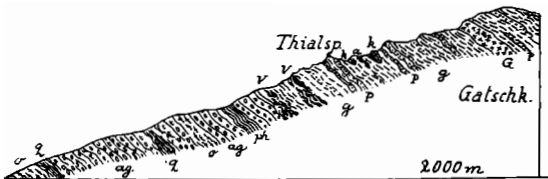


Fig. 2 Profil über den Nordwestkamm der Thialspitze und den Gatschkopf.

G Biotitgranitgneis, *P* Pegmatit, *o* stark verschieferter Orthogneis; *g* Schiefergneis der Silvretta, *k* kristalliner Kalk, *a* Amphibolit, *ag* Albitknotengneis, *ph* Granatglimmerschiefer, *q* Quetschzonen mit diaphoritischen Schiefeln; *v* Gesteine des Verrucano.

von Eisendolomit mit netzartig auswitternden Quarzadern — analoge, nur vielfach größere Linsen von Eisendolomit im Verrucano enthalten die Fahlerzlagertstätten von Rotenstein bei Serfaus und von Masner im Stubental.

Über dem oberen Verrucano beginnt die geschlossene Region der Silvrettagneis: Biotitplagioklasgneis, oft mit feiner Perlstruktur, von zahlreichen feinen Pegmatitadern, aber auch größeren Pegmatitgängen durchzogen. Auch ein Lager feinkörnigen

Granitgneises zieht nahe von P 2578 durch. Dort ist der Gneis auch Granat und Staurolith führend.

Gegenüber den serizitischen und diaphoritischen stark verflaserten Gesteinen im Aufstieg zur Thialspitze mit ihren Quetschzonen u. dgl. fällt sofort der Gegensatz auf dieser biotitreichen, magmatisch durchäderten und viel besser erhaltenen Gneise. Für einen Überblick über den Gesteinscharakter genügt es vom Steinmann auf der Thialspitze (Vereinigungspunkt der den gegen Landeck als wilder Murgraben in die Tiefe ziehenden Thialgraben umfassenden Seitenkämme) ein kleines Stück weit den Felsgrat südwärts zu verfolgen. Es empfiehlt sich wenigstens bis zur oberen der hier sichtbaren zwei Marmorvorkommen am Grat zu gehen. Das untere Vorkommen ist sehr klein und in Blöcke aufgelöst; das obere bildet eine kleine enggepreßte Synkline; es ist ein dünnschichtiger, randlich silikatreich gebänderter, kristalliner Kalk, der nach Gesteinsart und Verband nicht eingefaltete Trias, sondern der Gneisserie zugehörig ist.

Der Gipfel bietet einen guten Rundblick auf die gegenüberliegenden Lechtaler Kalkalpen, welche als steilwandiges Kahlgebirge aus den weichen begrünnten Vorhügeln der Phyllitzone bei Grins-Strengen sich erhebt. Gegen Westen ragen in nächster Nähe die schroffen Gneisberge Kegelkopf und Gigglerkopf auf, mit Amphibolitlager. An der Nordschulter der Giggler Spitze sieht man die Fortsetzung der Verrucanozone, mit starker Entwicklung schwarzer Mylonite durchziehen.

Wir verfolgen nun die Verrucanozone der Thialspitze, zu welcher wir zurückkehren, gegen SO, in-

dem wir über den begrünten Seitenkamm zur Schwelle des zwischen Thialspitze und Gatschkopf östlich eingetieften Kares absteigen und in ungefähr gleicher Höhe den breiten vom Gatschkopf gegen O bzw. NO absinkenden Seitenkamm erreichen. Hier ist in ca. 2250 m Höhe die Verrucanozone bedeutend verbreitert und umschließt einen Rest von untertriadischen Gesteinen: graue flaserige Kalkschiefer mit grünem Belag, braun anwitternde, dünnbankige Kalke und quarzitisches-kalkige und quarzitisches-serizitische Gesteine. Ihrer Facies nach erinnern dieselben am meisten an die untersten Muschelkalkhorizonte in der Sesvengruppe und am Jaggl. Beiderseits umschließen stahlgraue Verrucanophyllite die kalkigen Gesteine (Fig. 3).

Im Rückblick sehen wir, daß die Gneise des Kammes Thial—Gatschkopf auf die Verrucanozone gegen N vorgeschoben sind; der Biotitgranitgneis des Gatschkopf erreicht nahe über unserer Triasscholle den Seitenkamm und stößt im Ostgehänge an der Aufschubfläche mit dem Verrucano zusammen. Die in der ganzen Phyllitzone von Landeck ausgeprägte Überkippung und Verschuppung gegen N steigert sich hier zu einer Überschiebung der Gneise über die Verrucano-Phyllitregion gegen N.

Der Rand der Gneise bildet am Ostgehänge des Gatschkopfseitenkammes steile Felsabsätze, der Verrucano wird von unten her durch Wildbachrunsen angefrassen: zwischen beiden zieht eine schräge Weidefläche durch, der wir nun schwach abwärts querend folgen, bis der Verrucano als schroffe Felsrippe gerade abwärts in die Tiefe des Urgtales

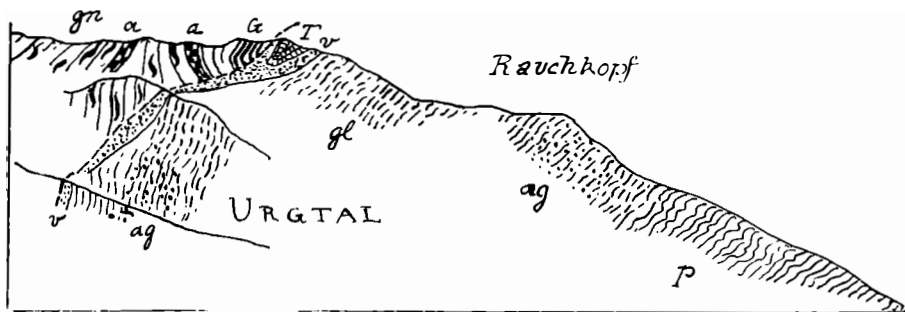


Fig. 3. Profile an der linken Flanke des Urgtales
und seinem Begrenzungskamm.

gn Silvrottagneise mit Pegmatitadern, *a* Amphibolit, *G* Biotitgranitgneis; *p* Phyllit, *ag* Albitknottengneis, *gl* Phyllitgneis und Glimmerschiefer; *v* Gesteine des Verrucano, *Tr* Tuntere Trias.

sich senkt. Zur rechten haben wir die Biotitplagioklasgneise, links die Verrucanogesteine; Schafsteige führen über die Terrasse, auf welcher mehrere kleine Quellen die Rolle des Verrucano als Wasserhorizont auch in dieser Höhe zur Anschauung bringen.

Mit dem Erreichen der Talflanke wird auch der Steig deutlicher und führt stärker absteigend über die begrasten Schutthalden abwärts zum Bach und zur Brücke (1843 m). Wer nicht zur Almhütte der Fisseralm will, wählt den unteren Weg nahe unterhalb des Beginns der Wasserleitung, welche in offenem Gerinne über den ganzen Nordhang des Schönjöchls bis zu den obersten Berghöfen bei Ladis führt, zu deren Wiesenbewässerung sie dient. Ihr entlang geht auch der Weg, der uns sehr bequem und schattig nach Ladis führt (Urgtal — Ladis 2 Stunden).

Wir gehen dabei bis zur Bergkante nahe parallel der Störungszone zwischen Gneis und Phyllitregion entlang. Aufschlüsse sind aber wenige. Unterhalb der Almhütte steht Verrucano an. Später bekommt man wieder den Gneis zu sehen und Amphibolit (die Untergrenze der Gneise mit Triasresten am Mannboden liegt hier 200 m tiefer). Unmittelbar vor Betreten der aussichtsreichen Bergkante ober Pontplatz an dem wenige Meter tieferen Parallelweg (oberhalb eines Muranrisses) nochmals der Verrucano und eine winzige Triasdolomitscholle, im Wald westlich davon Gneis von schwarzen Mylonitadern durchzogen. Am oberen Weg Moräne.

Nun queren wir durch die Schiefergneiszone nach S bis zu dem durch dichte schwärzliche Mylonitadern ausgezeichneten Überschiebungsrand über

die Bündnerschiefer, welche erst kurz vor Ladis aufgeschlossen sind. Ladis selbst und die Schloßruine Laudeck liegen auf einem Zug von Verrucano (Serizitquarzite, Arkosen usw.). Die Schwefelquelle Ladis entspringt in ihm am Rande des Dorfes; am Fuß des Burgfelsens bei Entbruck dringt in einer Grotte ein erfrischender, leichter Eisensäuerling zu Tage. Die Felswand bietet hier ein gutes Profil durch die Arkosen und Quarzite des Verrucano, an welche sich gegen N, über den nächsten Häusern, zunächst bunte Tonschiefer anschließen und dann in einem kleinen Steinbruch als Vertreter der Trias schwarze Mergelschiefer und lichtgrauer dickbankiger Kalk und schließlich Dolomit.

Ladis — Prutz ($1\frac{1}{2}$ Stunde). Nachtquartier.

2. Wanderung

Prutz — Kauns — Falpaus, 1460 m ($1\frac{1}{2}$ Stunde)
— Puschlin — Harben, 1663 m (1 Stunde) — Piller
— Wenns, 979 m (2 Stunden).

Blatt Landeck der Spezialkarte und Umgebungskarte von Prutz (1 : 25 000) im Jahrbuch des Geol. R.-A. 1914.

Dieser Weg führt uns durch den Nordostwinkel des „Engadiner Fensters“ an den Rand der Ötztaler Gneismasse und soll uns das Verhältnis derselben zu den Silvrettagneisen zeigen: die Ötztalergneise überschoben auf die Silvrettagneise und die Phyllitzone von Landeck; der Rahmen des Fensters ist hier nicht einheitlich, sondern wird durch zwei sich

übergreifende Schubflächen gebildet und auch die Aufschiebung der Silrettagneise auf die Phyllitzone, welcher wir bei der ersten Wanderung entlang gingen, verschwindet unter dem Öztaler Rand; wir kommen bei Wenns wieder in die Phyllite zurück und erkennen an der Zermalmung der ihnen eingelagerten Augengneise die starke tektonische Durchbewegung der ganzen Zone.

Wenn wir von Prutz aus die Bergrunde, welche im O das Talbecken umschließt, überblicken (Fig. 4), so sehen wir im N den Vennetberg und daran anschließend den breiten Pillersattel aus Phyllit und Phyllitgneis bestehend; aus letzterem steigt die Kammlinie zum hohen Felsgrat der Aifenspitze auf, welche aus einem breiten Massiv von Augengneis geschnitten ist, an welches sich im Süden Züge von Gneis und Amphibolit anreihen und in die tiefe Talschlucht des Kaunertals sich herabsenken. Das uns gerade gegenüberliegende tiefere Gehänge, der Kaunerberg, besteht aber aus Bündnerschiefer und Klippen von Trias, deren größte als Felskopf nahe über der Pontlatzenge aus dem Walde hervortritt; die Untergrenze des Kristallin verläuft von ihm oberhalb der höchsten Berghöfe am Kaunerberg und senkt sich dann in raschem Abfall nach Kaltenbrunn in die Kaunerschlucht. Wir sehen also scheinbar die jungen Gesteine von einer großen Wölbung von Kristallin überspannt; genauer betrachtet stehen im N die Silrettagneise der Pontlatzenge als senkrechter Pfeiler neben dem Triaskopf und auf beiden lastet die Augengneismasse der Aifenspitzen, deren Basis gegen Kauns hin sich rasch herabbiegt.

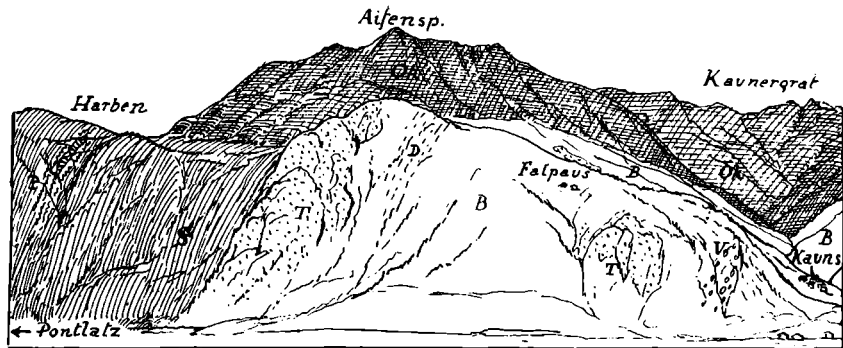


Fig. 4. Ansicht der östlichen Bergumrandung des Prutzer Talbeckens.

Ök Öztaler Kristallin, *S* Silvrettagneise, *P* Verrucano und Trias bei Puschlin, *B* Bündnerschiefer, *V* Verrucano, *T* Trias, *D* Diabasschiefer.

Im S begrenzt das Prutzer Berggrund der Burgschrofen: eine Triasklippe in den Bündnerschiefern. Von höherem Standpunkt aus (Ladis) sehen wir auch diesen Teil der Bündnerschiefer überragt von den Ötztalergneisen, welche den Bergkamm zwischen Fendels und Kaunertal bilden und an einer steil gestellten Schubfläche auf den Bündnerschiefern liegen.

Der Weg führt von Oberfaggen über Moränen des ehemaligen Kaunertalgletschers auf die als Rest der eiszeitlichen Talsohle stehen gebliebene Felsterrasse von Kauns. Nahe ober dem Dorf verläßt der steile Karrenweg bald die grauen Bündnerschiefer der Terrasse und schneidet ober Goldegg die Serizitschiefer des Verrucano an (Fortsetzung des Verrucanozuges von Ladis); desgleichen wenn man den oberen Weg über Gaiswies benutzt Verrucano vor letzterem Gehöfte. Die Bergkante ist mit erraticem Blockwerk überstreut.

Auf dem von Falpaus flach, mit schöner Aussicht auf das ganze Prutzerbecken, bis zu dem früher erwähnten Triaskopf verlaufenden Weg erhält man ein Bild der grauen Bündnerschiefer, die hier viele Lagen schwarzer Tonschiefer enthalten; bei Falpaus und besonders am Nordende dieser Wegstrecke Diabasschiefer, grün und dunkelrot, als typischer Bestandteil der Bündnerschieferformation. Der Triaskopf besteht aus ungeschichtetem grauem Dolomit und entsendet eine breite Bergsturzblochhalde bis in den Talboden hinab.

Aus dem Dolomit treten wir unmittelbar in den Gneis (Muskovitgneis, glimmerreich; verfallene Schurfstollen auf Kupfererz, etwas höher ein stark

zersetzter Diabas[?]gang) der mit senkrechter Grenzfläche neben dem Dolomit steht.

Bis zum Erzbach bei Puschlin zeigen uns die Aufschlüsse beiderseits längs des Weges eine zwischen Phyllitgneis und Biotitschiefergneis schwankende Gneisserie, mit Einlagerung zweier Züge eines bis zur Unkenntlichkeit zerquetschten Granitgneises. Die Serie bildet die ununterbrochene Fortsetzung der Silvrettagneise jenseits der unter uns liegenden Pontlatzschlucht. Der Weg folgt einer Wiesenterrasse; in der Höhe östlich hebt sich mit dem Beginn des geschlossenen oberen Waldgürtels das Gehänge steiler empor und dieser steilere Waldgürtel, der vom oberen Ende des Dolomitkopfs bis Harben sich erstreckt, gehört bereits der Augengneismasse des Aifenspitzes an — hier zieht der Rand der Ötztalesmasse durch. Aufschlüsse der Schubfläche fehlen auf dieser Strecke, hier ist sie nur durch den Gegensatz der beiden kristallinen Komplexe und morphologisch ausgeprägt.

Entlang dem Erzbach bei Puschlin streicht im Gneis eine eng gepreßte und geschlossene, unvollständige Mulde von Phyllit mit Verrucano und Triaskalken. Letztere teils unterhalb Puschlin, teils in den Wiesen oberhalb unseres Weges nördlich des Baches anstehend. Wenn wir dieser Mulde nachgehen bis Harben und darüber hinaus, so stoßen wir an der Nordostseite des Waldkopfes *P* 1729 m nordöstlich Harben auf eine Dolomitklippe als letzten Zeugen dieses Muldenzuges, durch einen Kalkofen und Aushubgrube gekennzeichnet. Die Mulde von Puschlin ist die östliche Fortsetzung der Verrucano-Triaszone Thialspitze — Fisseralm — Pontlatz und

jene Klippe bei Harben ihr östliches Ende, wo sie unter den aufgeschobenen Öztalergneisen verschwindet.

Hier bei Harben haben wir den Augengneisrand erreicht und können die Augengneise am Fuß des steilen Berghanges nahe den Häusern beklopfen. Die schönen Rundhöckerhügel zur Linken (SW) sind ausgeschliffen aus dem erwähnten zerpreßten Granitgneis (quarzitähnliches Aussehen), der sich deutlich unterscheidet von dem schönen Augengneis der Aifenspitzenmasse. Die Schiefergneise und ihre Einlagerungen, sowie die Phyllit-Verrucanomulde streichen OW bei nahezu seigerer Stellung, die Augengneise bei Harben, sowie auch am Kamm der Aifenspitze streichen NO. Die Schubfläche Thialspitze — Harben bzw. ihre Verrucano-Triaszone ist aus synklinaler Anordnung hervorgegangen und folgt dem herrschenden Ostweststreichen — der Schubrand der Öztaler verläuft quer dazu nach NO und ist eine das Streichen und die Faltenzüge durchschneidende Schubfläche.

Bevor wir das Inntal verlassen, werfen wir von den aussichtsreichen Hügeln von Puschlin einen Blick zurück ins obere Inntal: wir sehen die schön bebaute und besiedelte Felsterrasse von Ladis — Fiss — Serfaus als Rest der ehemaligen Sohle eines Inntales, welches über den breiten Sattel des Piller seine Fortsetzung ins vordere Pitztal nahm und erst unterhalb Imst wieder mit dem heutigen Inntal zusammenfällt. Der Sattel von Piller liegt mit 1558 m Seehöhe höher als die Fisser Terrasse (1200 bis 1400 m), was auf spätere Verbiegungen zurückgeführt

werden kann; für eine Deutung als Eintiefung eines Zungenbeckens fehlen die entsprechenden Moränenreste. Da bei Fließ Moränen mit Engadiner Gesschieben bis nahe zum heutigen Inn herabreichen, muß das heutige Inntal Pontlatz — Landeck schon vor der letzten Vergletscherung angelegt worden sein.

Der Sattel von Piller und die ganze weite Mulde rings um Dorf Piller sind eine einst vom Eis abgeschliffene und von jeder nennenswerten Schutthäufung entblößte Rundhöckerlandschaft typischer Ausprägung. Mit Wald bedeckte Felsrundhügel wechseln mit Mulden, die von sumpfigen Wiesen eingenommen werden. In dem Talzug von Dorf Piller bis Wenns finden wir keine erratischen Gesschiebe aus dem Engadin — Oberinntal, sondern nur solche aus Gesteinen des Pitztales. Der Pitztaler Gletscher hat diesen Talteil beim Vorrücken des Eises früher erreicht als der Inngletscher und dessen Eis und Erratikum davon abgedrängt.

Wir wenden uns nach N abwärts auf dem vom Kalkofen NO von Harben zum Gehöft Lachwiese führenden Waldweg. Kurz vor diesem Hof sehen wir am Waldrand schwärzlichgrüne schieferige Mylonite als Zeichen der hier durchziehenden Schubfläche. Diese lassen sich durch das Waldgehänge gegen NO bis oben Matzlewald mit Unterbrechungen verfolgen, parallele Mylonitisierungsstriche sind in der Bachrinne am Fuß des Kielebergs zu beobachten. Östlich Lachwiese treten Amphibolite als letzte Ausläufer der großen Amphibolitzone zwischen Jerzens und Zaunhof (Pitztal) an den Rand der Ötztalesmasse heran, begleitet von Biotitplagioklasgneisen (teilweise

mit granitischer Durchhäderung), die durch Biotitgehalt und Struktur wieder deutlich sich abheben von den muskowitreichen phyllitischen Gesteinen von Piller. (Die Amphibolite enden hier und setzen sich nicht zur Kirche von Piller fort wie auf der alten Karte von G. H. Koch [Manuskriptkarte der Geologischen Reichsanstalt] irrtümlich eingetragen ist). Wir begnügen uns mit den Lachwieser Aufschlüssen und dem morphologischen Bild, das uns die steil aufsteigende Masse der Öztaler Granitgneise gegenüberstellt dem sanften Hügelland der Phyllitzone des Tals von Piller, und verfolgen den Weg zur Kirche von Piller (Gasthaus), von wo wir dem Fahrweg nach den Weiterweg bis Wenns finden.

Die Felshügel rings um die Kirche zeigen alle Abarten der Phyllitgneise; in der Umgebung der Ortschaft herrschen stark phyllitische Formen, gegen den Pillersattel hinauf trifft man öfters auch mehr gneisige Lagen.

Unterhalb der Ortschaft betritt der Weg bald die breite Glazialschutterraße des Wennser Talbeckens. Links ober dem Weg kommt wieder der Phyllit zu Tage, den schließlich auch der Weg anschneidet. Er umschließt hier ein kleines Lager von Epidotamphibolit.

Oberhalb St. Margareten südlich Wenns überschreitet der Weg eine breite Lagermasse von Augengneis, welcher alle Stufen der Umwandlung vom deutlichen Augengneis (Steinbruch bei St. Margareten) bis zum schwarzen Mylonit und Mylonitschiefer zeigt. Bei Wenns überwiegen noch die Flasergneisformen, wenn auch hier schon an der Nordseite eine breite

Zone stark verschiefert und mylonitisiert ist. Bergaufwärts gegen W verschmälert sich der Granitgneiszug und ist vollständig mylonitisiert, in welcher Form er bis zum Gipfel des Vennetbergs zu verfolgen ist. Zwischen den blättrigen, gleitfähigen Phylliten wurde die ursprünglich massige grobkörnige Granitmasse bei der allgemeinen tektonischen Durchbewegung der ganzen Zone zertrümmert, zermahlen und verschiefert.

3. Wanderung

Wenns (979 m) — Zaunhof (1200 m) — Plangeros (1616 m) 6 $\frac{1}{2}$ Std. — Mittelberg (1 Std.).

Spezialkarte Blätter Landeck und Ötztal. Geologische Spezialkarte Blatt Landeck.

Wir dringen bei dieser Wanderung in die Ötztalergneismasse ein und bekommen einen Überblick über den nördlichen, an Granitmassen und Amphibolit-zügen reichen Teil derselben. (Siehe Tafel I.)

Wenn wir vor dem Ausmarsch von dem am oberen Rand der Glazialterrasse auf dem Phyllit liegenden Dorf Wenns aus Umschau halten, überblicken wir zwei geologisch und morphologisch verschiedene Talflanken: Wir selbst stehen auf dem mit schönen Wiesenfluren und lichtem Lärchwald bestandenen linken Gehänge, das aus Phyllit besteht, uns gegenüber aber liegt der waldige, steilgeböschte Rücken des Leinerjochs, der ganz aus Ötztalergneisen und ihren Einlagerungen aufgebaut ist; die mit Glazial- und Gehängeschutt erfüllte Talsohle bildet die Grenze beider unterhalb Wenns. Weiter talabwärts rückt

die Grenze an die rechte Flanke hinaus, die Pitztalerache schneidet in tiefer Schlucht in den Phyllit ein und der Gneisrand wird durch einen Zug von Biotitgranitgneis hervorgehoben, der in steilen Felsköpfen gegenüber Blons, ober Ried und Schweighof hervortritt und an seiner Unterkante wieder mit einem Mylonitrand auf dem Phyllit aufliegt.

Nun wandern wir auf dem Fahrweg taleinwärts und begegnen nach Verlassen der Moränenterrasse bei der Brücke über den Pillerbach als ersten Aufschluß des Grundgebirgs den von Rutschflächen und Quetschschiefer durchzogenen Rand einer zu den Öztaler Gneisen gehörigen Granitgneismasse gegen den Phyllit, welcher in der Schlucht der Pillerbaches ansteht. In letzterem steckt wieder ein Hornblendeschiefer, der so dicht von grünen Harnischflächen durchzogen ist, daß man beim ersten Anblick einen Serpentin vor sich zu haben glaubt.

Morphologisch und geologisch betreten wir mit dem Eintritt in die Talschlucht bei Jerzens erst das Pitztal, da das Wennsertal eigentlich ein Stück Inntal ist. Der landschaftliche Gegensatz zwischen dem breiten, mit Glazialterrassen erfüllten und von sanften grünen Berghängen umfriedeten Talzug von Wens — Arzl und dem engen, schluchtartigen, von steilen Felswänden beiderseits überragten Pitztal oberhalb Jerzens ist bedingt durch die Gegenüberstellung Phyllitzone — Gneis- (besonders Granitgneis) region, durch die Verschiedenheit der ersten Talanlage und ihr eiszeitliches Schicksal.

Trotz der schluchtartigen Enge des Taltroges sind auch in diesem Zentralalpental Aufschlüsse an der

Talstraße selten, doch gewinnt man immerhin aus einzelnen nahe dem Weg befindlichen Aufschlüssen sowie den abgestürzten Blöcken einen ganz guten Einblick in die oft wechselnde Folge der sehr steil stehenden und ostwestlich streichenden Gneise und Amphibolite.

Bis zur ersten Brücke über die Pitztalerache Granitgneis. Ebenso besteht der gerundete Felsbuckel beim Gasthaus „in der Schön“ aus solchem und die Sturzblöcke an der Straße unterhalb des Stuibenfalls bieten reichlich frisches Material dieser Augengneise. Die Wände der rechten Talseite außerhalb der Schön streuen Amphibolite reichlich über den Hang. Anstehend begegnet man Amphibolit bei der zweiten Brücke, südlich davon folgt die vierte Granitgneismasse.

Von Rietzenried bis kurz vor Wiese (Gasthaus) sperrt das Tal eine Bergsturzmasse, aus Amphibolitblöcken bis zu Hausgröße bestehend, welche von den oberen Wänden der linken Talseite herabgestürzt ist. Die Blockmasse bildet einen niederen Riegelberg, den „Seeleskopf“, so benannt nach dem kleinen See, der sich zwischen ihm und der Bergwand angesammelt hat. Der Abfluß versinkt zwischen den Blöcken, eisiger Hauch weht aus den tiefen Klüften zwischen dem Blockwerk empor. Ein Fußsteig führt von Rietzenried über das „Seele“ bis Wiese.

Oberhalb Wiese durchschneidet die Ache in enger Felsklamm (Kitzgarten) die das Tal sperrende, glazialgerundete Felsschwelle; die neue Fahrstraße führt über dieselbe und bietet sehr gute neue Gesteinsanbrüche. Wir stehen in der gewaltigen Augen-

gneismasse, welche von Rietzenried bis Unterrain die Felswände zu beiden Seiten des Tales bildet und die direkte Fortsetzung der Aifenspitzmasse ist. Bei Wiese — Zaunhof bildet sie eine flache Antiklinalwölbung. An der linken Seite liegt in ebenfalls ganz flacher Lagerung auf ihr die 400 m mächtige Amphibolitmasse des Söllbergs, in welcher am Krumpensee alte Erzbergbaue umgingen; ein verfallenes Knappenhaus und Stollenreste zeugen davon. Die Amphibolite streichen gegen W über die Ölgrubenspitzen zum Kaunerberg; im O enden sie, ohne die Pitztalsole zu erreichen, im Saxuiremental.

Gegenüber den senkrechten Felswänden des Augengneises erscheinen die immer noch sehr steilen, aber doch überwaldeten Talhänge südlich davon, von Unterrain bis St. Leonhard (Lieselewirtshaus) doch als sanftere Geländeform verursacht durch die hier durchstreichende Zone von Biotitschiefergneis, die wieder die herrschende steile Aufrichtung der Schichten zeigt.

Beim Lieselegasthaus streicht quer über das Tal ein Biotitgranitgneis, dessen westliche Fortsetzung den spitzen Felskegel des Tristkogels bildet. An der Südseite begleiten den Zug braune, feinschuppige Biotitschiefer (Biotitgneis), wie sie besonders in der Gegend von Nauders und Langtaufers viel verbreitet sind. In ihnen steckt an den untersten Felsen, nahe über dem Talweg ein Gang von Hornblendediabas mit spessartitähnlichem Habitus.

Bei der Kirche von St. Leonhard steigt die Talsole aus dem flachen Talboden beim Liesele in einer 50 m hohen Stufe empor zur Talweitung von

Piösmos. Eine grobblockige Moräne (Endmoräne eines Rückzugsstadiums?) bildet hier das stauende Hindernis.

Bei Stillebach endet die freundliche Talweitung, welche die Schiefergneishänge ermöglichen und das Tal nimmt wieder den engen schluchtartigen Charakter an, den es bis gegen Plangeros beibehält. So wie außerhalb St. Leonhard die Granitmassen, so sind es hier die harten, schwer verwitternden Amphibolitmassen, welche die ausweitende Erosionswirkung verhindern. Schon bei Piösmos setzen einzelne flach N fallende Amphibolitlager ein, unter denen dann von Stillebach an eine hunderte von Metern mächtige Folge von Amphiboliten folgt, die prallen, edelweißreichen Felswände beiderseits Weixmannstall bildend.

Von Piösmos aus gelangt man auf die Loibisalm, oberhalb welcher nahe dem Mitterkopf (2703 m), am Grat Loibiskopf — Hohenkopf sich die bekannte Fundstätte von Cordierit, Cordieritpinit und Andalusit befindet, welche in bis zu dezimetergroßen, wohlausgebildeten Kristallen in Quarzgängen vorkommen.

Die Gesteinsarten der Amphibolite und der mit ihnen eng verbundenen Hornblende- und Biotitgneise lassen sich an den die Talsohle erreichenden Felswänden bei Stillebach (rechtes Ufer) und bei Weixmannstall (am linken Ufer) bequem studieren.

Weiter taleinwärts südlich Trenkwald folgen wieder als wandbildende Gesteine große Granitgneismassen (Biotitgranitgneis und Muscovitgranitgneis). Erst bei Plangeros weitet sich das Tal wieder, breite flache Schuttkegel bauen sich aus den Seitentälern

in das Haupttal und bieten Raum für bescheidene Siedlungen und ihre Äcker und Wiesen.

Hinter Plangeros endet die Zone der Granitmassen und Amphibolite und wir treten in die große breite Schiefergneiszone ein, welche die inneren Öztaleralpen durchzieht. Ihrer Kenntnisnahme ist die nächste Wanderung gewidmet.

Ergänzungstour: Wer Zeit und Interesse hat, eine genauere Kenntnis eines der Granitmassive zu gewinnen, kann hierzu die Biotitgranitgneismasse der Watzespitze benutzen, welche zwischen Lussbachtal und Riffelsee das Pitztal erreicht und dadurch interessant ist, daß sie beiderseits von einer Tonalitgneiszone begleitet wird. Eintägige Tour: Plangeros — Talstufe 2500 m im Lussbachtal (Alpenvereinssteig zur Kaunergrathütte) — Steig Lussbachtal - Riffelsee — Taschachhaus. Der vom Alpenverein hergestellte aber in Kriegszeiten an einer Stelle verbrochene Steig Lussbach — Riffelsee ist nur berggöübten Gehern anzuraten. An der Talstufe 2500 m und der linken Flanke des Tales bei derselben erhält man das abwechslungsreiche Profil (siehe Fig. 5) der zwischen zwei große Granitmassen eingeklemmten Schieferserie des Madatschjochs, mit verschiedenen Amphiboliten (Kelyphitamphibolite). Der Felskopf *P 2755* am Fuß des Nordgrates der Seekarleschneid zeigt den Tonalitgneis. (Diabasgänge an der Ostseite des Kopfes.) Die südliche Randzone von Tonalitgneis bildet den scharfen Felsgrat des Seekopf über dem Riffelsee, zu welchem man nach Durchquerung der Granitgneismasse auf obigem Steig gelangt. Der Tonalitgneis des Seekopfs setzt sich an der Südseite des Ostgrates der Seekarleschneid gegen O fort. Auf dem Talboden hinter dem Riffelsee kann man das Gestein an den Bergsturzböcken aus der Ostwand des Seekogl bequem besichtigen.

Vom Riffelsee südwärts wandert man dann bereits in der Schiefergneiszone, auf dem ins Taschachtal in der Höhe hineinführenden Steig. Ober sich sieht man

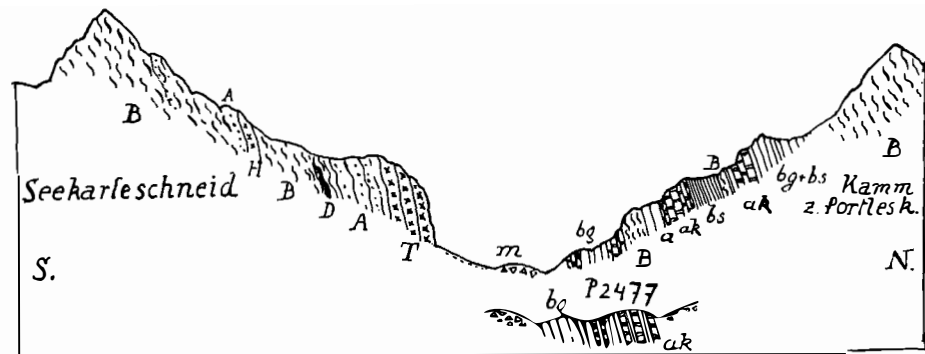


Fig. 5. Profil über das Lussbachtal bei der Talstufe in 2500 m Höhe.

B Biotitgranitgneis, *T* Tonalitgneis, *A* Aplit, *H* Hornblendegneis, *D* Diabas, *bg* Biotitplagioklasgneis, *bs* Biotitschiefer, *a* Feldspatamphibolite, *ak* Granat- und Kelyphitamphibolit, *m* Moräne.

noch am vorderen Eiskastenkopf eine flachmuldig eingelagerte isolierte kleine Augengneismasse.

Plangeros — Lussbachtalstufe $2\frac{1}{2}$ Std. — Riffelsee $1\frac{1}{2}$ Std. — Taschachhaus $1\frac{1}{2}$ Std.

4. Wanderung

Mittelberg (1734 m) — Taschachhaus (Schutzhaus des D. und Ö. Alpenvereins, 2430 m) 2 Std. — Ölgrubenjoch (3013 m) $2\frac{1}{2}$ Std. — Gepatschhaus (Alpenvereinsgasthaus, 1928 m) 2 Std.

Die Überschreitung des Ölgrubenjochs gibt uns einen Einblick in die Schiefergneisregion der inneren Ötztaleralpen, ihre Gesteinsarten, insbesondere die Serie der Albit- und Staurolithgneise, und in ihr morphologisches Gepräge.

Touristisch ist der Übergang auf gebahntem Steig leicht auszuführen, soweit er über den Gletscher geht ohne besondere Schwierigkeiten.

Der Weg von Mittelberg zum Taschachhaus erreicht, nachdem man lange Zeit über Schutthalten gegangen ist, bei seinem Übertritt auf die linke Talseite den anstehenden Felsen, der hier zunächst ein stark verknütteter diaphoritischer Schiefer ist, der Ausläufer eines höher oben durchstreichenden schmalen Augengneislagers. Weiter talein geht er in den gewöhnlichen braun verwitternden Ötztaler Schiefergneis (Biotitplagioklasgneis) über.

Auf dem Rücken, auf welchem das Schutzhaus steht, wechsellagern die Schiefergneise mit vielen Bänken von glimmerarmen, schuppigen Biotitgneis und Quarzit. Dort und da bemerkt man bereits Staurolith und Granat, sowie kleine Albitknötchen.

Am Kamm zum Pitztaler Urkund ziehen auch Amphibolitbänder durch. Der obere schroffere Teil des Pitztaler Urkund besteht aus Muskowitgranitgneis. Diese Lagermasse setzt sich einerseits zum Taschachjoch hin fort, andererseits unter dem Sechsegertengletscher durch zur hinteren Ölgrubenspitze, an deren Westseite sie endet; sie tritt morphologisch durch die schrofferen Felsformen und die lichte Gesteinsfarbe deutlich hervor.

Über das Ölgrubenjoch streicht ein breiter Zug von Gneisen, mit lebhaftem, oft bandweisen Gesteinswechsel, bestehend aus Albitknotengneisen (Albite bis zu Haselnußgröße, welche die anderen Minerale in ihrer schieferigen Anordnung umschließen, auch die Größe der Albite wechselt bankweise), glimmerreichen Schiefen mit vielen und großen Disthenkristallen (Cyanit) und Staurolith, schuppigen Biotitgneisen und gewöhnlichen Schiefergneisen. Alle Schichten sind steil aufgerichtet, gegen S fallend bei ostwestlichem Streichen.

Wir begegnen dieser Serie zuerst in sehr typischer Ausbildung nach Überschreiten der Gletscherzunge auf den Felsköpfchen zwischen dieser und den höheren Firnfeldern (Ölgrubenferner) in 2800 m Höhe.

Ebenso treffen wir sie wieder am Abstieg gegen Gepatsch nach Verlassen des kleinen Ferners an der Westseite auf dem diesen im N umfassenden Rücken. Wenn man statt dem Weg nachzugehen, auf dem leicht gangbaren Gelände in ungefähr 2800 m Höhe ins Schafkar (unter der vorderen Ölgrubenspitze) hinausquert, kann man diese Gesteinsfolge in reicher Entwicklung studieren.

Sie ist für die innere Zone der Schiefergneise typisch und gerade in der Gletscherregion vielfach sehr schön entwickelt. Die Albitneubildung ist nicht auf die Schiefergneise beschränkt, sondern greift auch auf die benachbarte Glimmerschieferserie im Süden über. Auch Amphibolite zeigen manchmal, aber nur in viel geringerem Ausmaße eine analoge Ausbildung des Albits.

Wenn man zur Gewinnung eines besseren Rundblicks vom Joch aus noch die hintere Ölgrubenspitze besteigt, betritt man den hier in mehrere Lager gespaltenen Muskowitgranitgneis des Pitztaler Urkunds. Im Landschaftsbilde treten die breiten, weniger gescharteten und sanfter abgeöschten Formen der Schiefergneisregion besonders in den Formen des Gepatschfernerstockes hervor gegenüber den steilzackigen, hochwandigen Gestalten des Kaunergrats. Im W sieht man jenseits des Gepatschtals die dunkle Felsgestalt des Krungampenspitzes, aus Amphibolit bestehend; der Glockturm zeigt seine sanfteste Seite, so daß der Gesteinscharakter des Granitgneises nicht zur Geltung kommt.

Im unteren Teil des Abstiegs am Weg zum Gepatschhaus verliert sich der Charakter jener gebänderten Serie, sie geht in gewöhnliche Schiefergneise über und ist auch im Streichen an der gegenüberliegenden Talseite nicht mehr anzutreffen. Auch in ihren anderen Verbreitungsgebieten geht sie ganz allmählich nach allen Seiten über in die große Masse der Schiefergneise; sie bildet parallel zum Streichen langgestreckte, sonst aber nicht genau abgrenzbare Bereiche, deren Lage auch in keiner

Abhängigkeit von der Verbreitung der Intrusivmassen steht.

Das Gepatschhaus steht auf einem beiderseits bald endenden Lager von Muskowitgranitgneis, aus dem die vom Gletscher rundgeschliffene Talschwelle des Gepatschalmbodens gebildet ist.

In dem Moränenblockwerk an der rechten Talseite innerhalb der Almbrücke findet man erratische Gesteine, wie solche auch am Grat vom Nörderberg zur Weisseespitze anstehen.

5. Wanderung

Gepatschhaus — Prutz (7 — 8 Std.).

Der Rückweg ins Inntal bietet uns nochmals einen Überblick durch die nördliche Intrusionszone des Ötztalergneisgebirges (Tafel I) und durchschneidet den Schubrand gegen die Bündnerschiefer.

Das Kaunertal zeigt die Form des glazialen Taltröges in vorzüglicher Ausbildung: geradegestreckt und 18 km lang, eine ziemlich breite flache Talsohle, die nur durch seitlich hereingeschüttete Murkegel eingeengt wird, beiderseits die Trogwände, die besonders in den Granitgneisen in ihrer vollen Steilheit erhalten sind und darüber die Verflachung bei 2000 — 2100 m, meist mit der Waldgrenze zusammenfallend. Die Gliederung in einzelne Stufen ist viel weniger deutlich als etwa im Ötztal; schön ausgeprägt ist ein Talbecken unterhalb Gepatsch, jenes von See (ein nur im Namen noch erhaltenes Seebecken) und das von Feuchten. Von Nufels abwärts schneidet der Bach in tiefer Schlucht sich ein

— die alte Talsohle und der alte Talweg führen über Kauns.

Dieser Formgebung gemäß sind Felsaufschlüsse am Talweg von Gepatsch bis Nufels selten; eine Felsschwelle schneidet der Faggenbach nur bei der Mündung des Rostitztales an; sie besteht aus zweiglimmerigen Augengneis.

Mit ihr beginnt die Region der großen Intrusivmassen. Südlich davon breiten sich Schiefergneise aus, schon an den weicheren Geländeformen kenntlich; die große Granitmasse des Glockturms und Kaisertals erreicht nur am Fuß der Plangerospitze und in der Schlucht des Kaisertalbachs die Sohle des Kaunertals.

Zwischen Platt und Wolfskehr durchschreiten wir wieder die Watzespitz-Granitgneismasse, welche im N von der Amphibolitzone des Madatschjochs (Lussbach) umsäumt wird. In ihr steckt an der Mündung des Tiefentalbachs südlich Feuchten, zwischen Kuppelhof und Grasse an den Felsen der rechten Talseite leicht zugänglich ein Quarzdioritaplit (Kalifeldspat-hältig, licht gefärbt. Siehe Literatur: Hammer, Amphibolite des Kaunergrats).

Während bisher die Schiefergneise in steilster Stellung zwischen die Intrusivmassen eingeklemmt sich durchwinden, fallen sie bei Feuchten flacher nach N; die Granitgneise am Fendlerkamm bleiben in flacher Lagerung auf der Kammhöhe und erreichen die Talsohle nicht mehr. Ebenso endet der mächtige Biotitgranitstock des Schweikert hoch ober dem Tal; hier dürften auch nordsüdliche Verwerfungen, wie sie an der Südseite des Schweikert — Hochrinnekopf

und an der Rofelewand deutlich zu sehen sind, mit im Spiele sein.

An der rechten Talseite nahe südlich von Feuchten befinden sich mehrere Stollen eines ehemaligen ausgedehnten Bergbaus „am Tschingel“ auf silberhältige Kiese.

Zwischen Vergötschen und Nufels überquert wieder eine Amphibolitzone das Tal — es ist jene südlich von Piösmos — Weixmannstall im Pitztal.

Unterhalb Nufels beginnt der Bach bei gesteigertem Gefälle ins Grundgebirge sich einzuschneiden in Schiefergneise und arg zerdrückte von Epidotadern durchzogene Amphibolite.

Bei der Säge und Einkehrghasthaus „Alpenrose“ erreichen wir den Rand der Bündnerschiefer.

Wer die Grenze beider genauer studieren will, steigt am rechtsseitigen Talhang zum Gehöft Martinsbach hinauf (10 Min.) und in den westlich davon herabziehenden Bachgraben.

Ober dem Gehöft beginnt das Gneisgebirge mit einem stark mylonitisertem und zerrüttetem, von Rutschflächen durchzogenen Gneis, von dem es schwer anzugeben ist, ob er aus Granitgneis oder Schiefergneis hervorgegangen ist. Gegen S gehen daraus diaphoritische Schiefergneise hervor, in denen ein paar Amphibolitlager ausstreichen; gegen N schließt er an den deutlichen, mylonitischen Granitgneis der Aifenspitzen an. In den Amphiboliten wurde bis Kriegsbeginn auf goldhältige Kupferkiese geschürft, die im Amphibolit eingesprengt vorkommen. Die Gneisgrenze verläuft neben dem Weg Martinsbach — Ebele — Mühle.

Unter die Gneise fällt zunächst ein Zug von grauen und lichtgrünen kalkigen Tonschiefern, schwärzlichen Phylliten und grüngrauen Schiefern mit braunen kalkigen Linsen im Querbruch ein, die zusammen der Serie der „bunten Bündnerschiefer“ zugehören; in ihnen stecken ein paar ganz kleine Trümmer von Triasdolomit — „tektonische Gerölle“ — und im Mühlbachgraben zieht überdies ein Band von Verrucanoschiefern mitten durch. Tiefer abwärts folgen tonschieferreiche graue Bündnerschiefer. Das Streichen aller Schichten unterhalb der Gneise ist von N nach S gerichtet, das Einfallen steil unter die Gneise hinein.

Auf der gegenüberliegenden Talseite verläuft die Grenze am östlichen Einhang des Petersbachgrabens nahezu in der Fallinie über den Hang hinauf zum Nordwestgrat des Mathankopfs, nur im untersten Teil wendet sie sich etwas stärker taleinwärts gegen Kaltenbrunn; die Schubfläche steht hier also sehr steil, fast senkrecht.

Die Bündnerschiefer des „Engadiner Fensters“ sind zu einem NO—SW streichenden Sattel aufgebogen, der in der Nordostecke, dem Prutzer Becken, allseits abfallend endet; dementsprechend schwenken im Prutzer Gebiet die Schichten aus dem Nordoststreichen über OW am Kaunerberg in NS in der Schlucht des Kaunertals ein, stets mit Abfall nach außen.

In der Schlucht von der „Alpenrose“ abwärts treffen wir zunächst einen schönen Anschnitt von grünen und violetten Serizitschiefern des Verrucano, beiderseits eingeschlossen von den grauen Bündner-

schiefern, in welchen der ganze weitere Teil der Schlucht bis zur Ausmündung bei Prutz verbleibt.

Da das Studium des Bündnerschiefergebietes nicht Ziel dieses Führers ist, so soll hier nicht auf eine Schilderung desselben weiter eingegangen werden, sondern wir fahren von Prutz nach Nauders und setzen dort unsere Betrachtung fort.

6. Wanderung

Nauders (1365 m) — Tiefhof — Grünsee (1842 m) 2 Std. — P 2163 unterhalb Piz Lad — Tendershof — Reschenscheideck (1510 m) — Reschen (2 $\frac{1}{2}$ Std.) — Graun (1487 m) $\frac{3}{4}$ Std.

Spezialkarte Blatt Nauders.

Die bequeme und landschaftlich sehr schöne Wanderung über den Grünsee nach Graun zeigt uns zunächst wieder den Schubrand Ötztalergneis — Bündnerschiefer und dann wie sich das Gneisgebirge durch eine von jenem abweichende Bewegungsfläche in zwei Stockwerke teilt, deren jedes auf einer Gneisbasis eine Auflagerung von Trias trägt. Das untere Stockwerk ist der letzte Ausläufer der Unterengadiner Dolomiten mit ihrer das untere Inntalgehänge bildenden kristallinen Basis und der durch die höhere Schubfläche auf ein dünnes Blatt verringerten Trias(-Jura)bedeckung; das obere Stockwerk sind die eigentlichen Ötztaler Gneisalpen, auf welchen hier noch am Piz Lad ein Rest einer ehemaligen Triasüberdeckung erhalten geblieben ist.

Die neue einsetzende Bewegungsfläche ist die „Schliniger Überschiebung“, welche wir auf

den weiteren Wanderungen bis in den Vintschgau verfolgen werden.

Wir wählen den Weg, der von der Straße nach Martinsbruck jenseits der Brücke über den Stillebach abzweigt und am linken Gehänge taleinwärts führt (Fig. 6).

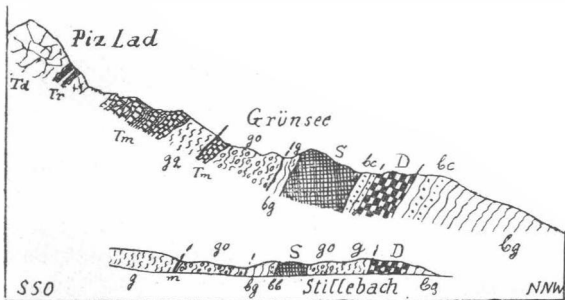


Fig. 6.

Td Triasdolomit (Diploporendolomit), *Tr* Raiblerschichten, *Tm* Muschelkalk; *bg* graue Bündnerschiefer, *bc* crinoidenführende graue Bündnerschiefer und Breccien („Bündnerkreide“), *bb* bunte Bündnerschiefer, *S* Serpentin, *D* Diabasschiefer; *g* Phylitgneis, *go* Granitgneis (Augengneis), *gq* quarzitischer Gneis, *m* Mylonit.

Die Hügel zwischen Dorf und Brücke — auf dem höheren steht Schloß Naudersberg — bestehen aus groben, nach oben feiner werdenden und mit Sandlagen wechselnden Schotter von eiszeitlichem (wahrscheinlich interstadialen) Alter, welche als Ausfüllung eines See- oder flachen Talbeckens das Stillebachtal von Nauders bis zum Reschenscheideck erfüllten. Sie führen als Gerölle Ötztalergneise, Bündnerschiefer, Diabase, Triasgesteine, Porphyrite

und Serpentin. Letzteren auch in den Hügeln zwischen Reschenscheideck und Fuhrmannsloch, wohin sie nur durch Zufuhr von N her gelangt sein können.¹⁾

Am Berghang zuerst graue Bündnerschiefer, dann darüber ein breiter Zug von Diabasschiefern, welche über den Kohlstattrücken hinaufziehen. Etwa 600 m südlich der Brücke betritt man Phyllitgneis, feinschieferig, mit Quarzknuern, rostig anwitternd, beide südfallend. Am Waldrand phyllitische, muscovitreiche Schiefer, welche eher schon zu dem darüber folgenden sehr stark verschieferten und gequetschten Granitgneis gehören. Bei der Säge am Stillebach erscheint er als serizitischer Augengneis. Diese Gneiszone gehört bereits zur kristallinen Basis des „unteren Stockwerkes“, welche hier aber nochmals durch eine Schuppungsfläche zweigeteilt ist: über ihr folgt zunächst Serpentin, unterhalb der Wiesen am Riatschhof anstehend und weiterhin von Riatschhof zum Schwarzsee die Rundhöckerlandschaft bildend und allenthalben gut aufgeschlossen zu sehen. Er zieht mit Unterbrechungen über Remüs und Tarasp bis in die südwestliche Ecke des „Fensters“. Südlich des Serpentin sieht man am Weg von der Säge nach Tiefhof hinauf wieder die grauen Bündnerschiefer. Bei Tiefhof, an dem Felsköpfchen am Wiesenrand der Riatscherwiesen und weiter aufwärts am Weg zum Grünsee (etwa 500 m westlich Tiefhof beginnend) bunte Bündner-

1) Näheres in Hammer, Glazialgeologische Mitteilungen aus dem Oberinntal. Verhandl. d. geol. R.-A. 1912, S. 402.

schiefer (grüne serizitische Tonschiefer, mit grauen kalkigen Flasern durchzogen, und mit braunen kalkigen Lagen u. a.). In ihnen steckt bei Tiefhof ein Dolomitknollen (Trias). Außerdem findet man in diesem Schichtenzug zwischen Tiefhof und der Landesgrenze auch lichtrötliche Kalkschiefer, deren Zuordnung unsicher ist; sie ähneln sehr den Tithonschiefern der Lischannagruppe. Die Zone zieht über die Schweizergrenze und endet bei Gravalada über dem dort einsetzenden Remüser Granit. Zwischen Serpentin und Kalkschieferzone östlich des Schwarzsees steckt noch eine Gneisscholle — als Rest jener Gneiszone. Auf unserem Weg zum Grünsee gehen wir dieser gut aufgeschlossenen Zone entlang bis nahe vor den See, wo wir nun in die zweite obere Schuppe der kristallinen Lischannabasis eintreten. Es ist zunächst ein stark verquetschter Orthogneis, der bis zum Stillebach hinab zu verfolgen ist.

Vom Grünsee ein kleines Stück gegen O auf einem Steig, dann durch eine Rinne auf dem vom Tiefhof kommenden Weg hinauf zu der ersten Wiesenumulde der Mutzwiesen. Am Nordrand derselben vom Steig gegen W hin begegnen wir neuerlich einer Kalkauflagerung: dünnbankigen dunkelgrauen, weißadrigen Kalken, zum Teil hornsteinhaltig und begleitet von schwarzen mergeligen Kalklagern und dunkelgrauem brecciösem Dolomit; die ganze Gesteinsgruppe gleicht am meisten dem Muschelkalk der Lischannagruppe, die Kalke auch dem Tithon. Zufolge ihrer Lage über dem kristallinen Zug Grünsee — Valtorta — Basis des Schalambert und Lischanna ist dieser Gesteinszug der letzte, so sehr ver-

schmälerte Ausläufer der Lischanna-Trias und des Jura, und über ihm liegt nun erst das obere Stockwerk, die Ötztaler im engeren Sinne. Obige Kalkzone endet zunächst auf den Mutzwiesen, ihre tektonische Linie ist aber als Mylonitzone am Nordabhang der Mutzwiesen bis zum Stillebach zu verfolgen.

Auf der anderen Talseite ober Nauders ist die Zweiteilung auch noch zu sehen, der Lischannatrias entspricht ein schmaler Zug von Triasgesteinen am linken Hang des Gamortals; erst unter dem Gaisblaiskopf endet er und von hier ab liegt eine geschlossene Gneismasse direkt auf den obersten Schichten des ununterbrochenen Bündnerschieferprofils.¹⁾

Wir steigen nun von der untersten Wiesenmulde über die saftigen Bergwiesen gegen rechts (SW) auf die Kuppe *P 2163 m*. Das Ötztaler Kristallin begegnet uns hier in Form von Quarzit und Phyllitgneis. Die Kuppe selbst liegt bereits in den Basischichten der Triaskappe des Piz Lad. Verrucano und Buntsandstein als unterste Transgressionsbildungen der zentralalpinen Trias treffen wir hier nur sehr fragmentarisch, was weniger auf Lücken in der Ablagerung als auf Gleitungen an der Unterfläche der Trias zurückzuführen sein dürfte. Wir betreten hier an den meisten Stellen gleich die untersten Lagen des Muschelkalks (sandiger Dolomit).

1) Vielleicht bildet ein Kalkkeil in den Gneisen nahe über dem Bündnerschieferferrand am Kreuzjoch im Radurscheltal noch eine letzte Spur derselben. (Siehe Blatt Landeck der geolog. Spez.-Karte).

Da wir die zentralalpine Trias am Jaggl bei Graun eingehend besichtigen werden, werfen wir hier nur einen flüchtigen Blick auf dieselben und wenden uns dann gegen O abwärts.

Ober uns erhebt sich die Wand des Piz Lad, aus Diploporendolomit (Stufe des Wettersteinkalks) bestehend, in ihrem unteren Teil als Kern einer sehr unregelmäßigen Synklinalen gelbe und rote Tonschiefer und gelbe Dolomite der Raiblerschichten umschließend, nahe dem Fuß der Wände. Die Felsterrassen zwischen uns und den Wänden bestehen aus den verschiedenen Gesteinen des Muschelkalks.

Im Fernblick gegen NO sehen wir am Gaisblaiskopf die Gneise steil über die Bündnerschiefer aufgeschoben, uns gegenüber jenseits des Inn, die wuchtige Bergmasse des Piz Mondin, im oberen Teil aus Diabasschiefern bestehend, die als hochgewölbte Antiklinale den tiefsten Teilen der Hauptantiklinale der Bündnerschiefer angehören, während die Diabase bei Riatschhof und im Gamortal an der obersten Grenze derselben eingeschaltet sind.

Wir gehen vom *P 2163* ostwärts den Schichten des Muschelkalks entlang abwärts; als solche heben wir hervor lichte Dolomite mit großen Encriniten, auch kleinknollige, gelbliche Dolomite mit gleichen Fossilien, und lichte, klingende Kalkschiefer. An der Basis begegnen wir stellenweise Quarzsandstein. Im Kristallin sehen wir Phyllitgneis und zweiglimmerige glimmerreiche Gneise, bei *P 2003* auch körneligen Biotitplagioklasgneis. Die Gneise streichen hier vorwiegend nordsüdlich und schwenken erst auf den vorderen Köpfen gegen Nauders nach NO ein.

Auch die Triasschichten an der Ostseite des Piz Lad streichen NS bis NNW bei westlicher Fallrichtung. Die Streichrichtungen im Nord und Süd im Gneis und in der Trias harmonisieren aber sonst nicht miteinander, was wir auf Abhebungen und Verschiebungen der Triaskappe gegenüber ihrer Unterlage zurückführen können. Wir wenden uns gegen die Kufflhütte (1873 m), wo wir auf einen nach Tendershof führenden Weg stoßen, dem wir von Tendershof abwärts bis in das Tal von Reschenscheidek nachgehen. Phyllitgneise, ober Tenders ein Quarzitzug, auf der Felsschliffkehle nahe oben dem Tal phyllitische Quetschschiefer, alles nahe NS streichend bei sehr steiler Schichtstellung. Etwas unterhalb der Stelle, wo wir die Talsohle erreichen, liegen die Hügel mit den glazialen Schottern (siehe oben).

Die Paßhöhe wird von Felshügeln aus Phyllitgneis eingefafßt, die vorzügliche Rundung und Abschleifung durch das über den Paß gegen S überfließende Eis des Inngletschers erlitten haben.

7. Wanderung

Graun (1488 m) — Grauneralm — Jaggl (2652 m) und zurück. Aufstieg $3\frac{1}{2}$ — 4 Std.

Spezialkarte Blatt Nauders; geologische Karte des Jaggl (Endkopf) 1:25 000 im Jahrbuch der geol. Reichsanstalt 1911, Taf. I.

Der Jaggl oder Endkopf, dessen Besuch der Tag gewidmet ist, gibt uns ein Bild der zentralalpinen Triasentwicklung und ist in seiner Struktur der Ausdruck der gegen W und NW gerichteten Ge-

birgsbewegungen, welche an der Grenze von Ost- und Westalpen weitverbreitet sind.

Wir gehen zuerst von der Brücke über den Karlinbach etwa 600 m auf der Landstraße gegen S, um dort am Fuß des Berghanges die beiden Gänge von Quarzdioritporphyrit zu besichtigen. Der nördliche besitzt eine Randfazies, die durch den Mangel der Quarzeinsprenglinge sich unterscheidet von dem mit Quarz- und Feldspateinsprenglingen ausgestatteten Kernteil. Der südliche ist verschiefert. Sie vereinigen sich am Arluiberg zu einem Gang, welcher im Marbental durch weitgehende Verschieferung in einen Serizitschiefer mit kleinen Porphyrquarzen übergeht.

Der Beginn des Aufstieges von der Brücke auf den Arluiberg führt über eine quarzreiche und feldspatarme Abart der im Langtaufers herrschenden Biotitplagioklasgneise, die hier mehr einem Glimmerschiefer mit über Muscovit vorwaltendem Biotit gleicht.

Der Rand gegen die Trias ist eine Bruchlinie mit nordöstlichem Verlauf und südlichem Einfallen, an welcher die Trias abgesenkt ist gegenüber dem Grundgebirge.

Wie in umstehendem Profil (Fig. 7) ersichtlich ist, ist die Trias am Endkopf in vier Stockwerken an flach liegenden Gleitflächen übereinandergetürmt; dieser Bau ist entstanden aus gegen W überkippter Faltung. Die an Störungslinien in das kristalline Gneisgebirge eingesenkte Triasscholle wurde von der gegen W und NW gerichteten Bewegung erfaßt, ihre zuerst steil und eng gestalteten Falten von den andrängenden Gneismassen überkippt und niedergepreßt,

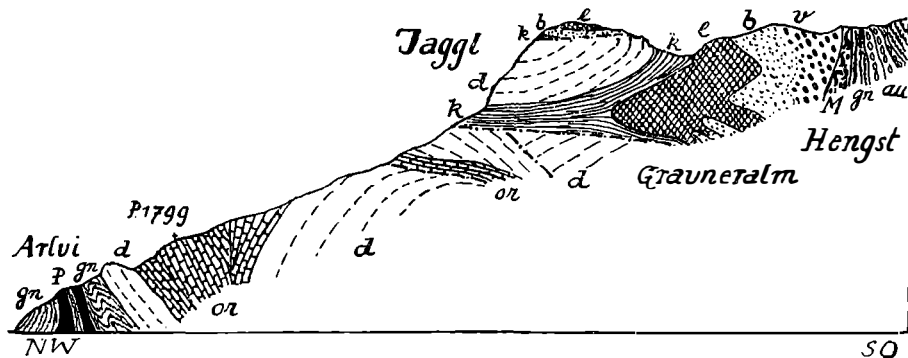


Fig. 7.

gn Gneisglimmerschiefer, au Augengneis, M Muscovitgranitgneis, P Porphyrit, v Verrucano,
 b Buntsandstein, e Encrinitendolomit, k Kalkschiefer des Muschelkalks, d Diploporendolomit,
 or obere Rauhwacke (Raiblerschichten).

wobei dann Zerreibungen an Gleitflächen mit Über-einanderschiebung der Faltenteile eintrat.

Überblick der Schichtfolge siehe im I. Teil.

Im basalen Teil des Triasbaus überschreiten wir eine Mulde von oberer Rauhacke mit daranschließendem weitem Sattelgewölbe aus Wettersteindolomit, und zwar zuerst den tektonisch sehr verringerten Wettersteindolomit im Nordwestflügel der Mulde, dann die Raiblerschichten, welche am Jaggl durch gelbe, kalkige Rauhacken, Zellendolomit und durch graue, poröse, in Rauhacke übergehende Dolomite mit feinverteiltem Gehalt an Gips (Gipsdolomit) vertreten sind; ferner sind geringmächtig, aber bezeichnend in diesem Schichtglied, hellgelb verwitternde, im Bruch bräunliche kalkige Tonschiefer, mild sich anfühlend und in dünnere Täfelchen brechend.

Die Felsrinne südlich des Kreuzes bei *P 1799* gibt gute Aufschlüsse der oberen Rauhacken. Die über dem nun folgenden Diploporendolomitgewölbe am höheren Gehänge wieder auftauchenden Raiblerschichten erreichen bei dem Muranriß außerhalb der Grauneralm den Almboden und enthalten hier auch die gelben Tonschiefer. Das obere Raiblerband ist der von Gleitflächen abgegrenzte Kern einer zweiten Syncline, die von dem in Schollen zerteilten Diploporendolomit als ehemaligem Hangendschenkel überlagert wird. Mit einer scharfen, fast horizontalen Schubfläche, welche man in den Felsen nordwestlich ober der Almhütte der Grauneralm sehr schön beobachten kann, legt sich darauf die bis zur Horizontalen umgelegte Antiklinale des Muschelkalks:

der Kern derselben gebildet aus Encrinitendolomit, der in klotzigen, dunklen Felsen aus dem Hang hervortritt, ist weiter zurückgeblieben, während die ihn umhüllenden lichten Kalkschiefer bis an die Westwand des Berges durchgehen als eine den obersten Gipfelwandbau an seinem Fuß umziehende Steilterrasse. Auf der Nordseite senken sie sich dann wieder steiler zur Tiefe und aus ihrer Mitte kommt wieder der zurückgebliebene Dolomitkern zum Vorschein. Von der Grauneralm aus lassen sich bereits obige Verhältnisse schön überblicken.

Bis zur Almhütte breiter, rauher Almweg. Von hier weiter auf kleinem steilen Steige über steile Grashänge mit Felsen zum Sattel zwischen Jaggl und Hengst und von dort weglos aber ganz leicht über die breite Flanke zur Gipfelfläche.

Wir durchsteigen die Antiklinale aus Encrinitendolomit; der Sattel zwischen Hengst und Jaggl ist aus den Kalkschiefern herausgerodert. Der diploporenreiche Dolomit, welcher die oberen Wände bildet als Hangendschenkel des Muschelkalks, keilt gegen den Sattel hin rasch aus und über ihn greift bis zu den Kalkschiefern herab als oberster wieder auf einer Gleitfläche vorgeschobener Rest einer obersten liegenden Falte Quarzsandstein der untersten Trias und auf der Gipfelfläche darüber noch Encrinitendolomit. Er enthält hier keine Encriniten und sieht dem Wettersteindolomit ähnlich, doch steht er am Ostabbruch der Gipfelfläche mit deutlichem Encrinitendolomit in Verbindung.

Wer Zeit und Lust hat, kann ohne viel bergsteigerische Anforderung vom Sattel aus gegen SO

den Hengst besteigen und auf dem breiten Kamm über Buntsandstein und Verrucano bis zu der hier senkrechten Grenzfläche des Kristallinen vordringen. Ein Muscovitgranit, der im tieferen Gehänge der Westseite pegmatitischen Habitus annimmt, bildet das Grenzgestein; nach einer schmalen Zwischenlage von Schiefergneis beginnt dann die gewaltige Masse von Augengneis (die „Plawenermasse“), welche den Habicherkopf, Großhorn und ihre Seitenkämme einnimmt. Der Verrucanogrenze entlang beobachtet man eine Abart des Augengneises, welche durch die rötliche Färbung der Feldspäte und den grünen Serizitbelag auffällt. Sie zieht sich in zwei Streifen auch noch ober Dörfel bei St. Valentin hin, zum Teil Verrucanoefaltungen einschließend.

Von der Grauneralm führt ein Fußsteig am Nordfuß des Pleißköpfls hin und windet sich dann durch die Felssteilhänge der Westseite abwärts gegen St. Valentin. Die Begehung ist nur berggewohnten Gehern zu empfehlen. Wendet man sich nach Erreichen der Schutthalden am Fuß der Felshänge nordwärts zum unteren Ende der Schlucht des Vivanibachs (Bach der Grauneralm), so sieht man, wie hier Buntsandstein und Muschelkalk, welche vom Hengst über das Pleißköpfl sich in steiler Stellung fortsetzen, nun in lebhafter kleiner Faltung den Diploporendolomit der basalen Antiklinale unterlagern. Am Vivanibach tauchen sie das letzte Mal auf, um dann unter die Talsohle zu versinken.

8. Wanderung

Graun — Reschen — Rojen (1975 m) 2 Std.
— Gampertal bis 2500 m (1 $\frac{1}{2}$ Std.) und zurück
nach Rojen (und Graun).

Spezialkarte Blatt Nauders.

Graun bietet als Standort Gelegenheit zu sehr mannigfaltigen und interessanten geologischen Ausflügen und ist Geologen zu längerem Aufenthalt zu empfehlen: Es umgeben uns hier der Jaggl als Vertreter der Trias, im Nordosten die Tonalitgneise der Plamorderspitz, im Rojental großartige tektonische Bilder und eine große Mannigfaltigkeit von Ganggesteinen. Letzteren ist die 8. Wanderung hauptsächlich gewidmet. An der Nordseite der Elferspitze, am Zehner und Zwölfer durchbrechen zahlreiche Gänge die Schiefergneise und zu ihrer Besichtigung steigen wir ins Gampertal hinauf. Am Weg nach Rojen sehen wir aber noch die glaziale Talverbauung und das „Fenster von Rojen“.

Der Karrenweg Reschen — Rojen steigt über die vom Eise rundgeschliffenen Phyllitgneise empor. An der Ausbildung und Lage der Gletscherschliffe kann man die Richtung der Eisbewegung gegen Süden erkennen. Zwei Felsterrassen begleiten beiderseits das Paßtal von Reschenscheideck, eine tiefere in ca. 1600 m, zu der auch die Felsterrasse an unserem Wege gehört, und eine höhere in ungefähr 2000 m, wie die gegenüber liegende Hochfläche von Plamort unter der Klopaierspitz. Die Terrassen steigen über Reschen hin noch gegen Süden an und senken sich erst südlich Graun Etschabwärts: Die Wasserscheide

jenes präglazialen Talbodens lag südlich von Graun, das Langtaufstal entwässerte sich damals zum Inn. Ebenso floß der Bach des Rojental früher zum Inn und bildet das Rojental den Oberlauf des Stillebachtals, was uns, wenn wir auf unserem Wege den Wegsattel von *P 1758* (Fig. 8) erreicht haben, sehr deutlich vor Augen tritt: Nur ein schmaler Damm aus Moränenschutt trennt Ober- und Unterlauf. Während der Eiszeit füllte sich das alte Stillebachtal mit Moränenschutt auf und nach dem Rückzug der Vereisung traf der Bach nicht mehr die alte Furche, sondern schnitt sich gegen Osten eine Schlucht durch den begrenzenden, hier sehr niederen Gneisrücken, so daß er jetzt in den Reschensee und damit der Etsch zuströmt. Ein unbedeutender Seitenbach (Falmiurbach) bildet jetzt ersatzmäßig den Oberlauf des Stillebachs. Die Moränenmasse enthält nur Gerölle von Gesteinen des Rojental und setzt sich als schmale Terrasse weit ins Tal hinauf fort, gegen oben zu in sandige geschichtete Lagen übergehend. Dagegen liegen in den in kristalline Schiefer eingeschnittenen Quellgräben des Falmiurbaches Moränenreste mit Geschieben hauptsächlich aus der Trias des Piz Lad: Der Gletscher im Seßladkar wurde vom Inneis gegen Süden abgedrängt.

Von der Höhe bei *P 1758* (Falirt) aus überblicken wir bereits das „Fenster von Rojen“, durch welches der Weiterweg nach Rojen führt: Die Felswände an der linken Talseite über dem Weg zeigen eine etwas verbogene Mulde von Hauptdolomit an den beiden Seiten, einen breiten Kern aus Liasgesteinen (weiße, etwas rotleckige Kalke, graue

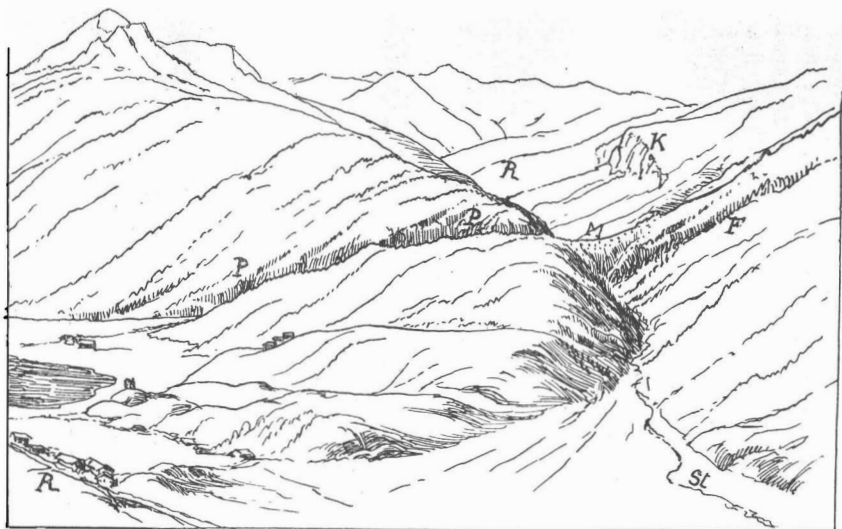


Fig. 8. Ansicht der Talverlegung Stillebach—Rojental.

M Moränondamm, *St* Stillebach, *F* Falmiurbach, *P* Schlucht des Pitzerbachs (neuer Abfluß des Rojental), *K* Kalkwände (Fenster von Rojen), *R* links unten: *St* Dorf Reschen (Itöschenscheidock), *R* rechts oben: Rojental.

Kalke mit gelben Schlieren, und vor allem Brekzien mit gelbem und rötlichem Zement) und zu oberst bei der Kalkhütte graue Kalkschiefer und schwarze Tonschiefer als dem Jura angehörigen innersten Teil der Synklinalität. Allseits umgibt Kristallin das Vorkommen und liegt auch auf den Trias-Juragesteinen, wie man am oberen Rand der Wände ober Hohenegger sowie im Graben zwischen Schlumbeck und Stilleck gut beobachten kann (Glimmergneise ober der Wand, im Graben Amphibolite über den Kalkschiefern). Auf der rechten Talseite sind an dem zum Girnerhof führenden Weg noch zwei isolierte Dolomitreste im dichten Waldgehänge als Fortsetzung zu sehen, doch ist ihre tektonische Stellung in dem aufschlußarmen Waldgehänge nicht klarzustellen. Die Gesteine der Kalkwände sind abgerollt am Weg hin zu sehen, oder nahe über demselben längs des Wandfußes zu beklopfen, und entsprechen nach ihrer Fazies genau jenen der Lischannagrube: Das Triasgebirge der Lischannagrube wird von den Ötztalergneisen überschoben und diese Schubdecke ist hier von der Erosion durchlöchert, so daß der Untergrund zum Vorschein kommt (Fig. 9). Bei der nächsten Wanderung werden wir den Schubrand und den Zusammenhang beider überblicken.

Innerhalb des Gehöftes Hohenegger steigen wir nicht zu den Häusern von Rojen hinauf, sondern gehen den Bach entlang weiter bis zur Brücke oberhalb Rojen und am rechten Talhang über Wiesen empor. Der Weg ins Gampertal biegt in die Flanke nordwärts aus und führt dann ober Holz wieder zurück hinein ins Tal, welches den Abfluß der

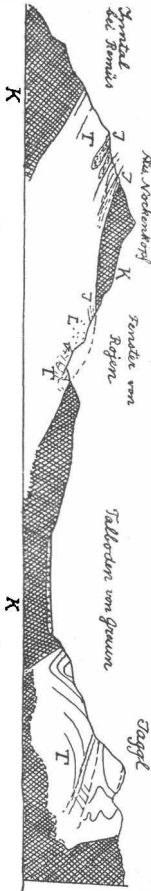


Fig. 9. Übersichtsprofil durch den Westrand der Ötztaleralpen.
 K Kristallines Grundgebirge, T Trias, L Lias, J Jura.

zwischen Zwölfer und Zehner liegenden weiten Karnische bildet. Am Weg vom Bach herauf sehen wir die normalen, glimmerreichen Biotitschiefergneise, welche auf der zweiten Felsstufe im Gampertal von einem schmalen Aplitgang durchzogen werden.

Auf der dritten Felsstufe, P. 2392 sind wir bei unserem Ziele angelangt. Im O sehen wir die Wand des Zehner gebildet aus steil N fallenden Bänken von Gneis, welche quer durchschnitten werden von zwei großen Gängen (Fig. 10). Der nördliche ist ein Quarzdiabasporphyrit mit schwärzlicher aphanitischer Randfazies, der südliche ist ein Granitporphyrgang, geschiefert mit südlichem Einfallen der Schieferung, am Rande beiderseits umgeben von Quarzdiabasporphyrit, der gegen außen wieder eine aphanitische Randzone besitzt. An dem Felskopf P. 2490, zwischen unserem Standpunkt und der Zehnerwand, vereinigen sich beide Gänge zu einem zusammengesetzten Gang („gemischter

Gang“). An der Ostseite des Kopfes trennt noch ein kleiner Keil von Gneis beide Gänge; unter dem Diabasporphyr des nördlichen Ganges erscheint hier aber nochmals Granitporphyr, die unterste

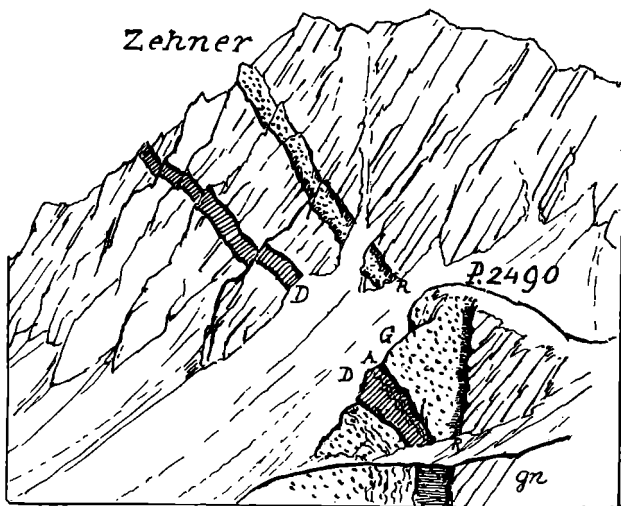


Fig. 10.

Ansicht der Westseite des Zehner aus dem Gampertal.

D Diabasporphyr, *G* Granitporphyr *R*, basische Randfacies,
A Aphanit, *gn* Biotitschiefergneis.

Wandstufe bildend, durch eine Quetschzone vom hangenden Diabasporphyr getrennt, der ebenso wie der Granitporphyr selbst Verschieferungszonen zeigt. Die Gneise am Südrand des ganzen Komplexes werden an einer senkrecht aufsteigenden, im kleinen

nach den Schichtbänken des Gneises gestuften Fläche durchbrochen. An dem Kopf 2392, den wir als Standpunkt am linken Ufer des Gamperbachs gewählt haben, fehlt der obere Granitporphyr, der aphanitische Rand des Diabasporphyrits grenzt direkt an den zweiglimmerigen Schiefergneis, der große Cyanite enthält — ohne daß die Verbreitung letzterer aber in Abhängigkeit von den Gängen stünde. Die Felsköpfe beiderseits des Baches geben bequeme Gelegenheit, alle Gesteinsarten abzuklopfen.

Die Fortsetzung des „zusammengesetzten Ganges“ am Zwölferkamm ragt als Felsmauer und Turm am Grat auf, wieder mit steil südlicher Neigung die nordfallenden Gneise durchbrechend. Hier haben wir wieder Diabasporphyrit in der Mitte und beiderseits Granitporphyr, am südlichen Rand mit einem Saum von Diabasporphyrit und aphanitischer Randfazies.

Bruchstücke der einen Gesteinsart in der anderen fehlen an diesem Gangzug, sind aber bei dem Gang am Gipfel des Elfer zu sehen: Der Granitporphyr als spätere Magmaförderung umschließt Trümmer des diabasischen Ganggesteins. Bei unserem Gang im Gampertal sind drei Intrusionen in derselben Gangspalte zusammengetroffen, wobei ein Zeitzwischenraum zwischen der ersten basischen Füllung und dem neuerlichen Aufreißen der Spalte und Eindringen des granitporphyrischen Magmas bestand. Der Zerfall des Stamm-Magmas erfolgte schon in größerer Tiefe.

Am Zwölferspitzkamm umschließt der nördliche granitporphyrische Teil des zusammengesetzten Ganges in einer stark verschiefterten Zone Blöcke und Schollen bis zu mehreren Metern Länge von Kalk, der teils

dünnbankig bis schieferig, grau und feinkörnig, teils lichtgelb bis weiß und grobkristallinisch ist. Sowohl der Kalk als der verschieferete Porphyry enthalten viele Quarzausscheidungen. Kontaktminerale sind keine im Kalk zu sehen.

Man gelangt zu den Kalkeinschlüssen am besten, indem man nördlich des Ganges über steile Gras- und Schutthänge zum Grat hinaufsteigt und dann

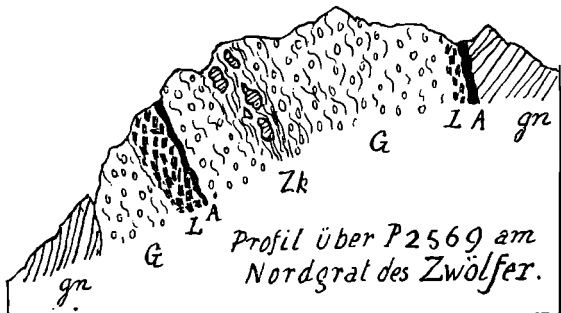


Fig. 11.

gn Biotitschiefergneis, G Granitporphyry, L Labradorporphyry,
A aphanitischer Rand, Zk Verschieferungszone mit Kalkblöcken.

dem Grat entlang gegen Süden vorgeht. An der Westseite kann man wenige Meter unter der Grathöhe bequem an den Felsen entlanggehen (Fig. 11).

Die Kalkschollen sind von Bedeutung für die Altersfrage der Gänge. In den Gneisen der Elfergruppe und der ganzen westlichen Ötztaleralpen kommen keine Marmorlager vor mit Ausnahme eines winzigen Vorkommens im oberen Radurscheltal (Roter

Schragen), und wo solche in den westtiroler Zentralalpen vorkommen, sind sie von anderer Beschaffenheit als diese Kalkschollen. Andererseits sind sie sehr ähnlich den Kalkschiefern des Tithon, wie sie längs der Schweizergrenze entwickelt sind (Grionplatten — Val d'Assa — Val torta), oder auch jenen des Muschelkalks. Die Gänge wären also postjurassisch. Für die Porphyritgänge der Ortlergruppe ist post-triadisches Alter nachgewiesen. In der Lischanna-gruppe kennt man keine die Trias und den Jura durchsetzenden Gänge; die in den kristallinen Deck-schollen enthaltenen setzen nicht in das überschobene Triasgebirge hinab fort, sind also älter als die Über-schiebung. Man müßte also zwei Phasen unter-scheiden: nach einer erstmaligen Überschiebung durch-brachen die Gänge das überschobene und das über-geschobene Gebirge, bei der zweiten Bewegungsphase erfolgte der weitere Vorschub und damit die Ab-reißung der Gänge von ihrer Wurzel.

Vom Zwölfergrat aus übersehen wir bereits gut einen Teil der nächsten Wanderung: die lichtgraue kahle Felsfläche der Grionplatten, beiderseits über-schoben von dem bräunlichen begrüneten Gneisgebirge.

Rund um die Elferspitze und auf seinem Gipfel sind noch eine Menge von Gängen der gleichen Ge-steinsarten wie an dem zusammengesetzten Gang im Gampertal aufgeschlossen; wir kehren entlang dem Tal zurück nach Rojen.

Wer mit bescheidenem Nachtlager und Verpfle-gung Genüge findet, übernachtet in Rojen, einem der höchstgelegenen Ortschaften der ganzen Alpen (2—3 Betten, Heulager). Sonst Rückkehr nach

Graun, wobei wir den kürzeren Weg an der rechten Talseite, über Giernhof und Gorfhof wählen. Wir begegnen zuerst die isolierten Dolomitreste an der rechten Talseite, dann Biotitplagioklasgneise. Zwischen Gorfhof und Spinn kann man mit einem kleinen Umweg am Fuß des Gebirges noch Gänge von Labradorporphyrit und Diabas besichtigen. Ein Gang von Granitporphyr mit Apophysen und Randfazies steht neben den Häusern von Arlund ($\frac{1}{4}$ Std. nördlich Graun, bei Pension Wenter) an.


9. Wanderung

(Graun —) Rojen (1975 m) — Grionplatten — Hintere Scharte (2800 m) $2\frac{1}{2}$ Std. — Munt Schlingia — Schlinigpaß (2300 m) — Pforzheimerhütte (Schutzhaus des D. u. Ö. Alpenvereins; ca. 2250 m) 2 Std. — Schlinig — Mals (1050 m) 3 Std.

Geol. Spezialkarte: Blätter Nauders und Glurns. Geol. Karte der Unterengadiner Dolomiten von W. Schiller in Ber. der naturf. Gesellsch. z. Freiburg i. B. 1906, 1:50 000 und Karte der Engadiner Dolomiten von Spitz u. Dyrenfurt, 1:50 000 (Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz 1915).

Diese Höhenwanderung führt uns an den Überschiebungsrund der Ötztaler Gneise über das Lischannamesozoikum, den wir sowohl in der Nähe studieren können als auch im Fernblick auf die Deckschollen des Lischannaplateaus in seiner ehemaligen Ausdehnung sehr schön erfassen können. Auch im Abstieg durch das Schlinigtal wandern wir an ihm zwischen Ötztaler Gneis und der Münstertaler Augen-

gneismasse entlang. Die Wanderung ist zwar ziemlich lang, aber durchweg leicht und gefahrlos auszuführen, größtenteils auf Wegen und mit prächtigem Fernblick. Von der Hinteren Scharte bis Schlingpaß auf Schweizerboden, aber ganz nahe der Grenze (1—2 km). Will man das Betreten der Schweiz vermeiden, kann man ohne Schwierigkeit aber mit größerem Zeitaufwand dem Grenzkamm entlang über den Grionkopf und die Rasasserscharte zur Craistalta gehen und von dort zur Pforzheimer Hütte absteigen, wobei man eine große Menge der verschiedensten porphyrischen und diabasischen Gänge überschreitet. (Siehe Literatur Grubenmann und Hammer).

Von Rojen geht man den Steig auf der Höhe entlang fort über die Noggleralm bis zur oberen Alm, von dort auf kleinen Steigen über das die glimmerreichen Schiefergneise bedeckende Weideland empor zu der zwischen Mittlerer und Hinterer Scharte sich ausbreitenden kahlen Kalkfläche der Grionplatten (Plattas) (Fig. 12). Entsprechend der flach gegen O einfallenden Aufschiebungsfläche der Gneise über die mesozoischen Kalke und Dolomite reicht der Gneis an den beiden „Scharten“ bis zum Kamm (2800 bzw. 2590 m), während in der Mulde dazwischen und entlang dem aus ihr entspringenden Bachgraben die Kalkunterlage in einer bachabwärts sich verschmälernden Zunge bis 2900 m sich hinabzieht: ein schönes Bild einer Überschiebung. 

Im unteren Teil des Nordrandes folgt dem Gneisrand ein pyritreicher Diabasgang.

Die „Plattas“ bestehen größtenteils aus den grauen, grünlichen oder gelben Kalkschiefern des

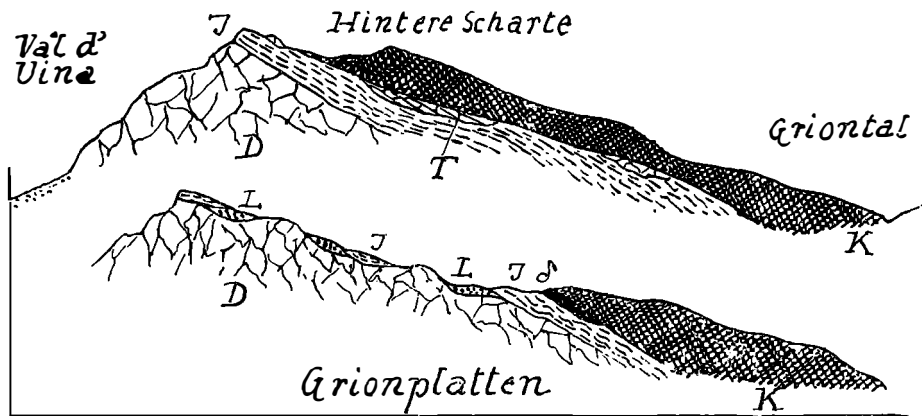


Fig. 12.

K Gneise, *D* Triasdolomit, *T* Kalke der unteren Trias (?), *L* Lias, *J* Tithon, *d* Diabasgang.

Tithon, aus welchen in mannigfach gebuchteten rauhen Felshügeln der Triasdolomit (Hauptdolomit?) heraustritt. In ein paar wenigen, kleinen Resten ist außerdem noch Lias erhalten geblieben in Gestalt von roten Mergelkalken und von Breccien. Fossilien finden sich darin besonders in einem abflußlosen Felskessel, an der Landesgrenze (über dem Buchstaben *l* von Plattas auf der Schweizerkarte): *Hildoceras bifrons*, *Harpoceras*, *Nautilus*, *Crinoiden* (W. Schiller). Am gleichen Platze in engem Verband mit dem Lias fossilreiche rote Aptychenkalke mit *Phyllocrinus* und Korallen, grauer *Crinoidenkalk* und graugrüne *Radiolarite* des Malm, außerdem Breccien, welche Gerölle von *Liascrinoidenkalk* neben solchen von *Dolomit* enthalten.

Wir steigen nun zur Hinteren Scharte hinauf und genießen von der Kammhöhe ein vorzügliches Bild der großen Randüberschiebung der Ötztaler (Fig. 13): Zu unseren Füßen liegt das Uinatal mit schluchtigen Steilwänden in den Hauptdolomit eingeschnitten, vom oberen Rand der Wände an bis zum Kamm als flaches, grünes Almgelände breiten sich die Ötztaler Gneise aus; und uns gegenüber, in der gleichen Höhenlage bedecken ebenfalls auf der Hochfläche von Rims als Deckscholle die Ötztalergneise den Lias und die Triasdolomite. Auch noch weiter zurück am Piz Cornet und Piz Lischanna (südlicher Vorgipfel) können wir von geeignetem Standpunkt aus mit dem Fernglas die kleinen Kappen von Kristallin als äußerste Vorposten des aufgeschobenen Gneisgebirges erkennen.

Dieses Schaustück einer Überschiebung bleibt uns

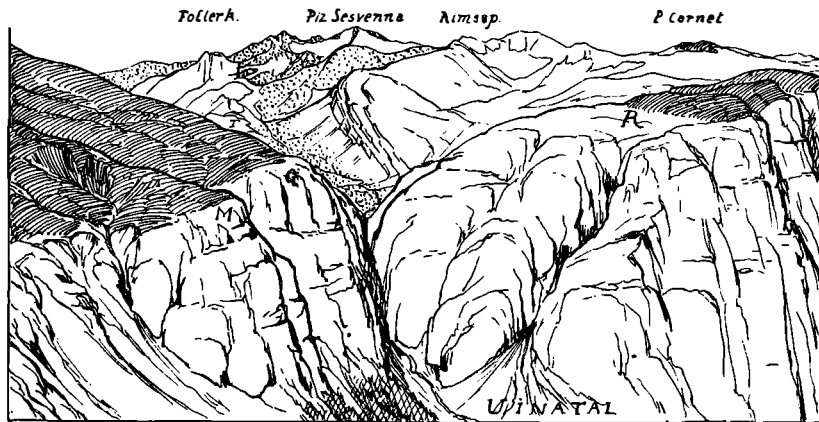


Fig. 13. Blick von der Hinteren Scharte ins Uinatal und auf die Sesvennagruppe. Schraffiert: Öztaler Gneise; gegittert: Glimmerschiefer im Uinatal; punktiert: Münstertaler Granitgneismasse; weiß: Mesozoikum. *T* Tithon am Schlinigpaß, *R* Hochfläche von Rims, *G* Piz da Gliasen, *M* Piz Mesdi.

vor Augen, wenn wir über die sanften Grashänge an der Westseite des Kammes nach Süden absteigend weiterwandern über die glimmerreichen Öztaler Schiefergneise. Die Gneisgrenze verläuft am oberen Rand der Wände des Piz Mesdi und Piz da Gliasen, teilweise von Moränenschutt und Vegetation überdeckt. Im Hangenden des Hauptdolomits der Wände verschiedene kleine Schubschollen von Trias und Jura. Halten wir uns höher unter dem Grionkopf, so begegnen wir im Kristallin einigen Gängen: Labradorporphyrit über La Stura, Diabasporphyrit und Aplit am Rücken vom Piz Mesdi gegen Grionkopf. Lager von Muscovitgranitgneis sind dem Biotitschiefergneis des Grionkopfs eingeschaltet. Von Piz Mesdi südwärts bis zum Schlinigpaß ist die Gneisgrenze fast durchweg von Glazialschutt und Vegetation überdeckt.

Bei der Alm Groß-Läger taucht unter der Lischannatrias als ihre Basis der Granitgneis (Augengneis) der Münstertaler Gneismasse auf und erhebt sich rasch bis zum Kamm Rimsspitz — Schadler — Monpitschen. Mit der Folge Verrucano — Muschelkalk — Wettersteindolomit liegt, gegen NW abfallend, am Piz Rims auf ihm die Lischannatrias.

Zwischen Münstertalergneis als dem tiefern Gneisstockwerk und den Öztalergneisen des Rasassergrates als Schubmasse schalten sich entlang der Tiefenfurche des Schlinigpasses jurassische Kalkschiefer ein, welche in den vom Gletscher gerundeten und mit großen erratischen Blöcken überstreuten Kalkhügeln zwischen dem Paß und der Pforzheimerhütte sich offen ausbreiten.

Während am Schlingpaß der sonst so mächtige Sedimentmantel der Münstertalergneise zwischen diesem und dem Öztalergneisrand auf schwächere Schollen eingeschränkt ist, entfaltet er sich in der Umgebung der Pforzheimerhütte noch ein letztes Mal in größerer Breite und Vollständigkeit. Der Follerkopf südlich der Hütte und die vorgelagerten Hügel liegen in ihm und geben überall gute Aufschlüsse.

Der Hauptteil der mesozoischen Schollen besteht aus der Schichtfolge Verrucano — Buntsandstein — Muschelkalk — Wettersteindolomit, welche am Ost- und Südrand dem Münstertalergneis aufruht, im Nordwesten aber liegt die gleiche Folge in einzelnen Schollen auf Liasschiefern und Liasbreccien. Das Abschneiden der tieferen Schichten am Südrand und die Auflagerung auf dem Lias läßt schließen, daß die Auflagerungsfläche auf dem Kristallin eine Gleitfläche ist mit Abscheerung der basalen Teile im Süden und Aufschiebung über jüngere Schichten im Nordwesten. Oberhalb der Pforzheimerhütte, welche selbst auf jurassischen Kalkschiefern steht, liegt das Tithon direkt auf Verrucano und Muschelkalk. Schließlich liegt (nach Spitz) am Gipfel des Follerkopf noch eine oberste Schuppe von Buntsandstein und Triasdolomit auf dem steilstehenden Dolomit der Hauptscholle aufgeschoben.

Schon von der Hütte aus kann man gut die Auflagerung von Verrucano, Muschelkalk und Dolomit auf den schwarzen Liasschiefern am Kopf *P. 2506* sehen sowie an dem nächsten höheren Kopf südlich davon und auch leicht besuchen (Fig. 14).

Wenn die Hütte wieder bewohnbar sein wird,

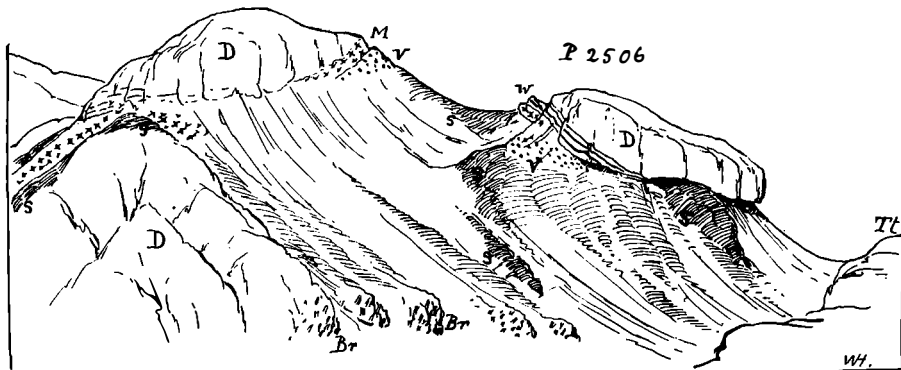


Fig. 14. Ansicht der Felsköpfe südwestlich der Pforzheimerhütte.

V Verrucano, M Muschelkalk (gelbe Kalke und Quarzite), W weiße Kalke der untersten Trias, D Wettersteindolomit, S schwarze Liasschiefer, Br Brekzien des Lias (?), Tt Tithon.

kann man hier übernachten und am nächsten Tag über diese Hügel zum Granitgneisgipfel des Schadler und von dort zum Rimsspitz dem Grat entlang vorgehen (unschwieriger Block- und Schuttkamm), wobei man ein schönes Profil durch die basalen Triaschichten erhält, mit Fossilspuren. Im anderen Falle kann man diese Schichten an der Schwarzen Wand, unterhalb der Pforzheimerhütte besichtigen. Wo der Weg das Nordende der Schwarzen Wand übersteigt, sind die obersten Schichten des Muschelkalkes in unmittelbarer Nähe des Gneisschubrandes in einer kleinen Antiklinale emporgezerrt. Das ganze Profil in ruhigerer Lagerung sehen wir, wenn wir, den Weg verlassend, unter der Wand entlang gehen und dann erst in die Taltiefe absteigen.

Wir finden von oben absteigend unter dem Wettersteindolomit der Wand zuerst als Vertreter des Muschelkalks: dunkelgraue Kalke; graue rötlich anwitternde dünnbankige Kalke; weiße, gelblich verwitternde dünnbankige Kalke und lichtgelbe dickbankige knollige Kalke — die lichtgelben Kalke sind als charakteristisches Glied des Muschelkalks durch alle Triasschollen der Gegend zu verfolgen. Unter dem Follerkopf treten im unteren Muschelkalk noch graue Encrinitedolomite und schwarzbräunliche blättrige Mergel auf. Unter obigen Kalken liegen an der Schwarzen Wand, an der Grenze gegen den Buntsandstein lichtgraue dichte Tonschiefer mit vielen Pyritwürfeln, unter ihnen dann lichte Quarzsandsteine (braun verwitternd) und zu unterst grüne, serizitisch-quarzitische Schiefer des Verrucano. Am Südende der Schwarzen Wand ist die Schichtfolge

durch eine Verwerfung abgeschnitten mit Senkung des südlichen Flügels.

Der Überschiebungsrand der Ötztalergneise verläuft von der Schlinigeralm bis unterhalb des Dorfes Schlinig an der linken Talseite 100—200 m über dem Weg; das Tal ist in die „Münstertalergneise“ eingeschnitten, welche in Gestalt von Augengneisen, Muscovitgranitgneisen und Porphygranit entwickelt sind; bei Lutaschg (unterhalb Dorf Schlinig) an dem nach Burgeis führenden Weg steht ein Beispiel der granodioritischen Schlieren in der Münstertalergneismasse an, ein dioritisch aussehendes, mittelkörniges Gestein. In dem Graben gegenüber Dorf Schlinig, an der rechten Talseite steht zwischen 1900 und 2000 m Höhe ein grobkörniger, granatreicher Granodiorit an.

Die Triasbedeckung der Münstertalergneismasse ist an der Überschiebung nur in geringmächtigen Schollen noch erhalten, welche durch Querverwerfungen zerteilt sind. An diesen rückt der Rand der Schubmasse im äußeren Tal wieder stellenweise bis zum Bach herab, so bei dem Kalkofen unterhalb Lutaschg, wo wir die Triasgesteine in der Tiefe am Weg wieder beklopfen können.

Als kürzeren Weg nach Mals wählt man jenen an der rechten Talseite über Polsterhof, von dem aus wir auch gut an der gegenüberliegenden Talseite das stufenweise in die Tiefe-rücken der Trias überblicken können, welche schließlich bei den obersten Häusern von Schleis die Tiefe des Etschtales erreicht. An letzteren bequem zugänglichen Aufschlüssen kann man sehr gut die intensive mehrfache Ver-

schuppung und Verschleifung von Granitgneis und Trias (fünf Lagen von Granitgneis, teils ausgeilend in Triaskalken und Kalkschiefern) sowie eine mit Rutschflächen ausgestattete Querverwerfung am Westende der Scholle in der Nähe besichtigen (Fig. 15).

Beim Abstieg über den Polsterhof eröffnet sich der Ausblick über die Malserheide, deren Boden der gewaltige Schuttkegel des Plawenerbaches bildet, der auf eine Länge von mehr als 8 km das Etschtal mit seiner Schuttmasse erfüllt. Die Höhenentwicklung vom oberen Beginn des Kegel auf der Plaweneralm bis zum unteren Rand bei Glurns beträgt 1200 m. Wie alle diese für den Vintschgau charakteristischen, außerordentlich großen, postglazialen Schuttkegel entstammt er einem kurzen, steilen Seitental, während die großen Seitentäler, wie hier das Planailtal, Matschertal, Schlinigtal, ihre geringe Schuttförderung in den Verebnungen des Tallaufes zurückhalten und nur ganz flache kleinere Schuttkegel an ihrer Ausmündung anschütten. Die ungestüme Wucht des vordringenden Plawenerkegels hat den Planailbach an die linke, die Etsch an die rechtsseitige Bergwand gedrückt. Sein Material stammt hauptsächlich aus der Plawener Granitgneismasse (vom Jaggl bis Planail reichend), deren von serizitschieferigen Quetschzonen durchzogenes Gestein das Entstehen von Murbächen sehr begünstigt.

10. *Wanderung.*

Schluderns (919 m) — Matsch (1570 m) 2 Std.
Blatt Glurns-Ortler der geol. Spezialkarte.

Von Mals nach Schluderns 4 km Eisenbahnfahrt.

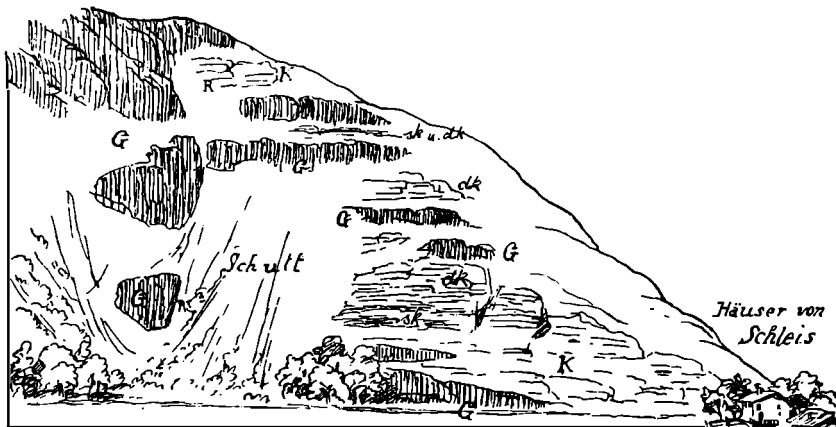


Fig. 15. Ansicht der Aufschlüsse ober Schleis.

G Gneis, *Gs* besonders stark verschieferter Gneis (Muskovitschiefer), *K* hellgrauer Kalk, *dk* dunkler dolomitischer Kalk, *sk* schwärzliche, kieselige schieferige Kalko, *R* Rutschfläche.

Abdruck aus: Verhandlungen der K. K. geol. Reichsanstalt in Wien 1908 S. 100.

Das Ziel der nun folgenden Wanderungen ist es, einen Einblick in die südliche Hälfte der Ötztaleralpen zu gewähren, d. h. in die verschiedenen Glimmerschiefer- und Phyllitregionen derselben und deren Lagerungsverhältnisse.

Der Einmarsch in das Matschertal bietet uns zunächst gute Aufschlüsse aus der Serie der plagioklasführenden Biotitglimmerschiefer mit Marmor und Pegmatit. Wir wählen zu diesem Zwecke den Fußsteig, welcher am linken Steilhang der Schlucht des Salurnbachs (Saldurbach), entlang dem Bewässerungsgerinne („Wasserwaal“) für die Schludernser Berghöfe taleinwärts führt (und auch angenehmer und schattiger ist als der Karrenweg auf der Sonnseite). Man steigt an Schloß Churburg vorbei bis zum Fernalhof auf, bei welchem man, kurz vorher, das Gerinne erreicht und nun sanft ansteigend ihm folgt bis zu seinem oberen Ende; dann Karrenweg über Schloßhof und Kartatsch nach Dorf Matsch (2 Wirtshäuser). Wer einen kleinen Umweg nicht scheut, geht in Schluderns zunächst an der Nordseite des Bachs zu den rechtsseitigen Felsen an der Mündung der Salurnbachschlucht und sieht hier dunkle auf das heftigste verdrückte und verquetschte Phyllite, welche auch auf der anderen Talseite ober Churburg hin sich fortsetzen. In diesen Bewegungshorizont sind im Hangenden auch noch Marmorlager und Pegmatite der darüberfolgenden Glimmerschiefer einbezogen und wirr durcheinander gefaltet und geknetet: Wir stehen hier sehr wahrscheinlich auf einer Fortsetzung der Schliniger Schubfläche.

Man überschreitet den Salurnbach auf der ersten

Brücke und kann am südlichen Ufer über Fußsteige hinaufsteigen nach Schloß Churburg, das auf einem stark verschieferten Granitgneis im Liegenden der Phyllonite aufgebaut ist.

Längs dem Wasserwaal können wir dann an reichlichen Aufschlüssen die feldspathaltigen Biotitglimmerschiefer betrachten und in ihnen ein paar kleine Marmorlager und Gänge von Pegmatit (Schörlpegmatit und Glimmerpegmatit). Diese Serie zieht über den Schludernser Berg bis Schmalzgruben mit zahlreichen Marmorlagen (crinoidenhaltig) und Pegmatitgängen und schließt sich weiter östlich im Schlandrauntal mit den gleichen Gesteinen des Matscherkammes zusammen.

Die Wegstrecke von Grollhof (wo man den Wasserwaal verläßt) über Schloßhof nach Kartatsch entspricht einem früheren Talstück des Salurnbachs, welches im Eiszeitalter, in einem eisfreien Zeitraum, mit Sanden und Schottern erfüllt wurde; später breiteten sich darüber wieder Moränen aus und nach dem letzten Rückgang des Eises folgte der Bach nicht mehr seinem ehemaligen Bett, sondern schnitt sich daneben in dem Fels eine Schlucht durch, wodurch der isolierte Felskopf, auf dem jetzt die Ruine der Burg Matsch steht, herausgeschnitten wurde. In dem großen Anriß zwischen Kartatsch und Schloßhof kann man schön die Sande und Schotter, mit Deltaschichtung, sehen; sie führen gutgerundete Gerölle aus Gesteinen des Matschertals und werden nach oben größer. Über ihnen liegen Moränen, welche das Gehänge noch 200 — 300 m hoch hinauf überkleiden.

11. *Wanderung.*

Matsch (1570 m) — Runneralm — Hohes Kreuzjoch (2985 m) 4—5 Std. — Remskar — Glieshof (1807 m, einfaches Turistengasthaus).

Blatt Glurns-Ortler der geolog. Spezialkarte.

Der Kamm zwischen Matschertal und Vintschgau besteht in seinen höheren Teilen aus Glimmerschiefern (mit Übergängen in Phyllitgneis), welche der Serie der feldspatführenden Biotitglimmerschiefer in der Salurnbachschlucht gleichzustellen sind und im O sich auch mit letzteren zusammenschließen. Sie umzieht ein Saum von Granatphyllit, welcher unter die Glimmerschiefer einfällt und als basaler Gleithorizont sie unterlagert. Die Granatphyllite liegen im Matschertal auf einem Sockel von Phyllitgneis, der seinerseits wieder die tieferen Zonen von Biotitglimmerschiefer des Schludernserberges überlagert. Diesen Aufbau aus flachliegenden und nach der Überschiebung noch gefalteten Schubmassen und ihre Gesteine zu zeigen und damit auch Gelegenheit zum Vergleich mit den später zu besichtigenden Laaser Schichten zu geben, ist die Aufgabe der 11. und 13. Wanderung. (Fig. 16).

Wir überschreiten den Salurnbach oberhalb Dorf Matsch bei dem Hof Petzleid und folgen von dort dem Weg nach Runn, wobei wir den Phyllitgneis, welcher den Sockel des Berges bildet, zu sehen bekommen. Dieser reicht bis zur Runneralm (2015 m), zu der wir nun vom Hof Runn aus emporsteigen. Ober der Almhütte beginnt gleich der grünlichgräue, von Rutschflächen durchzogene Phyllit. Im Zick-

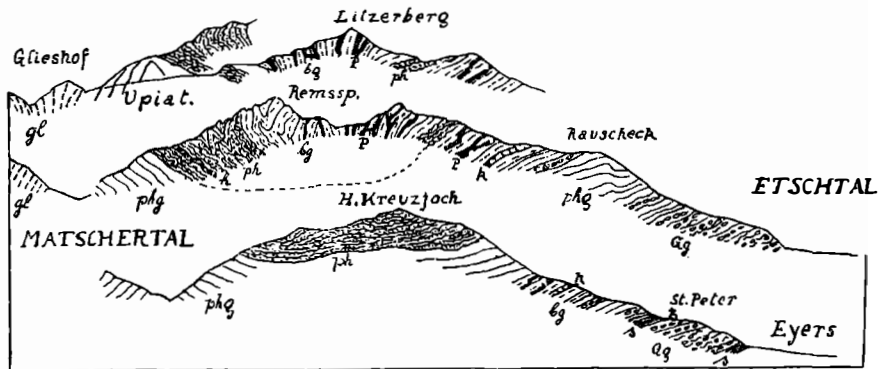


Fig. 16.

gl Muskovitglimmerschiefer, *phg* Phyllitgneis, *ph* Granatphyllit, *bg* feldspathaltige Biotitglimmerschiefer, *k* kristalliner Kalk, *h* Horoblendeschiefer, *P* Pegmatit, *Gg* Augengneis, *s* Serizitschiefer.

zack gerade aufwärts zum Runnerköpfl (2593 m), das ganz aus Phyllit mit lagenweiser Granatanreicherung besteht. Die Phyllitdecke ist an ihrer Nordwestseite sehr mächtig angehäuft und reicht bis zum Gipfel des Hohen Kreuzjochs hinauf, bei flacher Lagerung; dünne Lagen von tafeligem Muscovitgneis und Muscovitquarzit sind eingeschaltet. Der Gipfel des Kreuzjochs ist über den breiten Blockkamm leicht zu erreichen. Am Ostgipfel gehen die Phyllite in Biotitglimmerschiefer von gneisigem Habitus über, wir stehen am Rande der Biotitglimmerschieferdecke. Gleichzeitig richten sich östlich davon die Schichten plötzlich sehr steil auf, bei NS-Streichen. Auch am gegenüberliegenden Remsspitz und am Litzner sehen wir die Glimmerschiefer steil aufgerichtet; am Remsspitz sind auch die angrenzenden Phyllite in ihren höheren Teilen noch steil gestellt unter mehrfachem anti- und synklinalem Wechsel des Fallens, und erst im tieferen Teil der Phyllite stellt sich am Nordgrat der Remsspitze wieder das flache Bergeinfallen ein, wie am Runnerköpfl. Die flach übereinandergeschobenen Schichtkomplexe sind durch spätere Gebirgsbewegung in enge stehende Falten zusammengeschoben worden.

Wenn wir an der Nordseite des Kammes gegen O abwärts steigen, so treffen wir die Glimmerschiefer an dem dort vorspringenden Seitengrat staurolithführend an und von mehreren Pegmatitgängen durchsetzt, letztere mit Turmalinkontaktbildung im Schiefer.

Um an unser Endziel Glieshof zu gelangen, stehen uns zwei Wege offen: entweder Rückkehr ins Tal, indem wir über die Glimmerschiefer zu den Phylliten

am oberen und unteren Remsboden absteigen und schließlich über die Phyllitgneise von Brauneben (unterhalb des unteren Remsboden) auf steilem Almsteig nach Tumpaschin am Salurnbach gelangen, von wo uns der Talweg bequem einwärts führt nach Glieshof — oder wir setzen unseren Querweg über Halden und Moränen an der Nordseite des Kammes Kreuzjoch—Madatschknot fort, indem wir mit möglichst wenig Höhenverlust dem Hintergrund des Remstales zustreben und von dort über eine Gratscharte (ca. 3000 m) zwischen Litzner und Remsspitz, welche auf der Spezialkarte durch Angabe einer Steigspur bezeichnet ist, unschwer, auf der Ostseite aber sehr steil, ins Upiatal hinuntersteigen. Wir können dabei die Biotitglimmerschiefer eingehender in allen Spielarten beobachten und sehen sie am Madatschknot und Litzner von einem dichten Netz von Pegmatitgängen durchdrungen. Wenn wir zu der „Lacke“ im Upiatal kommen, erreichen wir wieder die Unterlage aus Granatphyllit, welche die tiefere Talstufe in 2400 m (Zwerchknot) flach südfallend bilden und beiderseits an die Bergkämme hinaus sich fortsetzen, gegen W in gleich flacher Lagerung, gegen O am Opikopf sekundär steil aufgefaltet. Ebenso ist die hangende Schubmasse am Hochalt aus dem hier sehr phyllitgneiseähnlichen Glimmerschiefer gleichartig steil synklynal zusammengeschoben. Im weiteren Abstieg über die Schludernseralm übersteigen wir am Almweg von dieser nach Glieshof wieder die basalen Phyllitgneise.

Der Übergang über die Scharte ist nur für berggewohnte Geher geeignet und führt im Frühsommer

auf der Ostseite allenfalls über Reste von steilem Firnschnee.

12. Wanderung.

Glieshof (1810 m) — Höllerhütte des D. u. Ö. Alpenvereins (2652 m) 3 Std. — „Öde Löcher“ am Matscherferner 1 Std. — Terrassen an der rechten Talseite des Matschertales — Matscheralm — Glieshof 3—4 Std.

Den Hintergrund des Matschertals suchen wir auf, um jene Glimmerschieferserie zu besichtigen, welche den Südrand der inneren Öztaler Schiefergneiszone bildet und aus einem vielfachen Wechsel von Muscovitglimmerschiefer mit lagenweisem reichlichen Gehalt an Staurolith und Granat, von Biotitgneisen und Quarzit besteht.

Zur Höllerhütte führt ein guter Alpenvereinssteig, ebenso ist die rechte Talseite auf Almsteigen leicht begehbar; der Quergang von der Hütte zum Matscherferner und über diesen erfordert einige Geübtheit und ist Neulingen das Mitnehmen eines bergkundigen Begleiters zu empfehlen.

Bereits in der Talschlucht zwischen Glieshof und Matscheralm erhalten wir gute Aufschlüsse der Muscovitglimmerschiefer und der Quarzitlagen in denselben. Der Staurolithgehalt ist hier noch untergeordnet, stärker auf der inneren Matscheralm, wo auch die Schuttförderung aus dem Massiv der Salurnspitz alle diese Gesteine zeigt.

Das ganze obere Matschertal liegt in den steil aufgerichteten Schichten der Muscovitglimmerschieferserie, mit Ausnahme des Kammes Freibrunnenspitze —

Weißkugel — Innere Quellspitz und des großen Felskopfes im Matscherferner, welche bereits der Zone der inneröztalerischen Schiefergneise angehören. Unser Rundgang bleibt ganz in der ersten Serie. (Siehe Tafel I.)

Die Moränenhalden bei der Höllerhütte zeigen uns wieder alle Gesteinsarten derselben (mit Ausnahme der Feldspatknotenlagen): glimmerreicher Muscovitschiefer, meist auch etwas biotithaltig, dessen Schieferungsflächen oft dicht überstreut sind mit kleinen Staurolithkristallen oder mit Granat; beide Minerale gewöhnlich stellvertretend an Menge; gebänderte Schiefer (glimmerreiche Lagen und Quarzfeldspatlagen), Biotitgneise mit wenigen, parallel geordneten Biotitschuppen im Quarzfeldspatgemenge; Quarzite und Biotitquarzite.

„Öde Löcher“ heißt das Felsgelände am Südrand des Matscherferners gegen den von der Äußeren Quellspitz abzweigenden Seitenkamm. Um zu ihnen zu gelangen, steigt man bis zur westlichen Ecke (*P 3011*) des genannten Seitenkamms auf, wobei man sich möglichst hoch hält, um die hoch herauf reichenden Felsrinnen der Westseite zu vermeiden; leichtes Felsgelände. Auf der Nordseite leicht durch flache Felsmulden absteigend. Hier sehen wir, daß auch in dieser Glimmerschieferserie dieselbe Neubildung von Albit in großen Knoten eintritt, wie wir sie in den Ötzalergneisen am Ölgrubenjoch antrafen. Ähnlich wie dort auch hier lebhafter Gesteinswechsel der Knotengneise mit allen andern Schiefiern dieser Serie. Die Knotenbildung tritt in diesem Grenzgebiet Gneis — Glimmerschiefer besonders oft auf

in beiden Zonen. Wir sehen dieselbe sehr schön ausgebildet auch am Aufstieg auf die Weißkugel oberhalb des Hinteren Eisjochs und an den Gipfelfelsen; wir begegnen sie ebenso mehrfach am Grat Valvelspitz — Rabenkopf. Der Gipfel der Weißkugel besteht aus einer Wechselfolge von glimmerarmem zweiglimmerigem Gneis und glimmerreichem solchen mit Staurolith und Granat. Dieselben Gesteine bauen auch den Felskopf inmitten des Ferners auf.

Man überschreitet die Gletscherzunge in ihrem breiten ebenen Teil unter dem genannten Kopf ohne Schwierigkeit (unter der für Gletscherturen nötigen Vorsicht) und strebt dann über Schuttgehänge und gut gangbares Gelände der Felsterrasse zu, welche die rechte Talseite in sehr ausgeprägter Form begleitet. Auf ihr leiten Steigspuren langsam absteigend gegen Süden, bis der Steig schließlich stärker absteigend zur Brücke innerhalb der Inneren Matscheralm und damit auf den Talweg zurückführt, wobei man beständig in den Gesteinen der Muscovitglimmerserie verbleibt.

13. Wanderung.

Glieshof (1810 m) — Litzerjoch (ca. 3000 m)
3 — 4 Std. — Litzerbergalm — Weißbeck (2400 m)
2 Std. — Dorferalm — Tanas — Eyers (903 m)
3 Std.

Geolog. Spezialkarte Blatt Glurns-Ortler.

Die Überquerung des Matscherkammes von Glieshof nach Eyers vervollständigt zunächst das Bild der Auflagerung der Biotitglimmerschiefer auf ihrer Unterlage von Granatphyllit, welches wir auf der

11. Wanderung zuerst beobachtet haben. Der Abstieg zur Etsch zeigt uns, daß hier unter den Granatphylliten noch die tiefere Biotitglimmerschieferdecke des Schludernserbergs liegt und der weitere Abstieg überzeugt uns noch mehr von dem Vorhandensein mehrfacher flachliegender Bewegungshorizonte in diesem Teil des Gebirgskörpers durch die Besichtigung der Quetschzonen im basalen Granitgneis und die Einschiebung verrucano-ähnlicher Schiefer bei Tanas. Die Wanderung ist zwar lang, aber durchwegs unschwierig auszuführen und folgt überall gebahnten Wegen oder Bergsteigen.

Am Aufstieg durch das Upiatal überschreiten wir die in der 11. Wanderung am Schluß aufgezählte Zonenfolge (siehe auch Fig. 16): Phyllitgneis, Granatphyllit, Glimmerschiefer, deren Rand wir beim See „auf der Lacken“ erreichen. Steigspuren leiten von hier durch flache Karmulden links aufwärts zu der auf der Spezialkarte ohne Namen, aber durch Einzeichnung eines Weges bezeichneten tiefsten Einsattelung des Kammes, welche ich nach der Alm auf der Südseite Litzerjoch benenne. Die Glimmerschiefer erscheinen hier hauptsächlich als biotitreiche Schiefergneise mit Übergang in Phyllitgneis, manchmal tritt Albitgehalt ähnlich den körneligen Gneisen der inneren Öztaler auf. Am Lackknott sind die Glimmerschiefer staurolithhaltig; am selben Felskopf streicht ein Lager von Biotitgranitgneis durch. Am Blauen Knott (oberhalb des Sees) und besonders an den Felsköpfen beim Joch mehrfach mächtige Pegmatitintrusionen, bestehend aus Muscovitpegmatit und Schörlpegmatit, dort und da mit Turmalinhöfen im

angrenzenden Glimmerschiefer; sowohl Lagergänge als auch durchgreifende Gänge. Auch hier sind ebenso wie in der Salurnbachschlucht manche Pegmatite noch nach der Intursion durch Gebirgsbewegungen verschiefert worden und erscheinen dann als Muscovitgranitgneise. Im ganzen Bergrund des Tales sieht man die Schichten steil aufgerichtet, oft saiger stehend, bei herrschendem OW-Streichen. Erst an der Weißen Riept (Grat zwischen Litzerberg und Schlandrauntal) sehen wir sie wieder sich flacher legen: es ist der Südrand der Glimmerschieferdecke, welcher flach dem Granatphyllit aufliegt und an der Weißen Riept noch kleine Marmorlagen enthält. Die gleichen Glimmerschiefer und Pegmatite begleiten uns noch an der Südseite des Jochs bis in die Kar mulden des oberen Litzerbergs. Wenn wir uns an der rechten Talseite, unter dem Litznerspitz, in ungefähr 2600 m Höhe halten, statt dem Steig am Bach zu folgen, so treffen wir alsbald auf die Granatphyllite, welche in dieser Höhe das Tal überschreiten, hier weit weniger mächtig als auf der Matscherseite; sie keilen nicht weit von hier im Meineidtal unter der Weißen Riept völlig aus, gegen W streichen sie über den Südkamm des Madatschknotts zur Vereinigung mit jenen des Hohen Kreuzjochs. Wir haben also die Umkreisung und Umlagerung der Biotitglimmerschiefer durch die Granatphyllite nun ringsum gesehen und steigen nieder, um an der Talstufe des Litzerbergs (Schwarze Wand, *P 2427 m*) und am Weißbeck neuerlich die Biotitglimmerschiefer anzutreffen. Die obersten Lagen stehen noch den Granatphylliten nahe. Dann folgen phyllitgneisähn-

liche Schiefer; deutlicher noch liegen solche am Kamm Weißeck — Madatschknott unter den Granatphylliten: es sind die letzten Ausläufer der Phyllitgneisbasis am Kreuzjoch und im Matschertal.

Am Fuß der hohen Talstufe zweigt ein Steig ab, welcher am rechtsseitigen Gehänge schwach ansteigend zum Weißeck hinausführt, welches von dem dort anstehenden Marmor seinen Namen haben dürfte. Er ist lagenweise von Silikaten erfüllt und mit Quarzadern durchzogen; in seinem Hangenden zieht ein stark verschieferter Gang von Turmalinpegmatit durch, weiter aufwärts am Rücken folgen feldspatführende Biotitglimmerschiefer mit zahlreichen Pegmatitgängen — wir stehen auf der Serie der Biotitglimmerschiefer des Schludernserbergs, die sich gegen O in gleicher Ausbildung über das Kortscherjochl bis ins Schlandrauntal fortsetzt.

Schwach absteigend gelangen wir an der Westseite des Rückens bald zur Dorferalm und schlagen nun den nach Tanas abwärts führenden Almweg ein, der allerdings längere Zeit keine Aufschlüsse bietet; wie man aus dem Profil Weißeck — Rauscheck und jenen in den westlichen Gräben entnehmen kann, zieht hier eine breite Zone von Phyllitgneis mit einzelnen Augengneislagern durch, flach berglein fallend und stark durchbewegt; aus dem Tal des Strimmbachs (unterer Teil des Litzerbergtals) streichen zum Rauscheck in dieser Zone Muscovitgneisglimmerschiefer, welche weiter östlich in eine Gesteinszone von der Tracht der Laaser Schichten übergehen; es ist wahrscheinlich auch diese Zone nicht einheitlich, sondern von Bewegungsflächen und Gleithorizonten

durchzogen. Sehr deutlich können wir solche dann im tieferen Vintschgauer Gehänge erkennen.

Beim Hof Baflur betreten wir stark verschieferten Granitgneis und wenden uns nun nicht dem Dorf Tanas zu, sondern westlich den Terrassen von Tanas entlang gehend zur Kirche St. Peter (1367 m). Hier stoßen wir in den Gräben bei der „unteren Mühle“ auf feinblättrige, grünlichgraue Phyllite und Serizit-schiefer. Sie sind als Zone von Tanas über St. Peter — Untertels bis zur Landstraße Spondinig — Schluderns zu verfolgen und liegen flach berglein fallend der großen Granitgneismasse auf, welche die unteren Hänge der Vintschgauer Sonnenseite von Spondinig bis Schlanders bildet. Bei St. Peter wird sie noch von einem höheren Augengneislager überlagert. Die Kirche St. Peter selbst steht bereits auf der Oberkante der basalen Granitgneismasse. Ihrer Gesteinsart nach schließen sich diese Phyllite auf das engste an die Schiefer des Verrucano an, wie sie im Ortlergebiet und Münstertal weit verbreitet sind, und bezeichnen bei dieser Deutung also wieder das Ausstreichen einer Schubfläche mit Einschiebung jüngerer Horizonte zwischen die Gneise. Eine ähnliche Einschiebung beobachtet man in geringer Ausdehnung und schlechter aufgeschlossen auch 200 m höher bei der oberen Mühle (begleitet von Chloritschiefer) und in den Gehängen über Kortsch und Schlanders sind mehrfach und in verschiedenen Höhen der Profilvereihe größere und kleinerer solcher Einschaltungen anstehend zu finden; sie charakterisieren zusammen mit der starken Durchbewegung aller Gesteine die ganze Region als einen bedeutenden und ausgedehnten Bewegungshorizont.

Die starke tektonische Durcharbeitung der basalen Granitgneismasse können wir im weiteren Abstieg von St. Peter nach Eyers gut beobachten. Wir benutzen hierzu den Fußsteig, der vom benachbarten Gsaalhof über den kahlen felsigen Rücken gerade abwärts nach Eyers führt. Im oberen Teil, bei St. Peter und am Beginn des Abstiegs noch deutliche Augengneise und Granitgneise, tiefer hinab werden sie immer stärker schieferig bis zu Formen, welche nur schwer mehr von den Serizitphylliten des Verrucano zu unterscheiden sind. Am besten kann man im Querbruch noch die Reste der Feldspatäugen als Kennzeichen entdecken. An einer Stelle, wo der Weg in die Flanke des Grabens einbiegt, eine phyllitische Lage mit Quarzknollen, welche schon stark an Gerölle in Verrucanoconglomeraten erinnern. Es dürften hier aber bis zum Fuß des Gebirges durchweg verschieferte Granitgneise vorliegen.

Erst am Fuß des Berges ober Eyers stehen wieder Phyllite an, welche eher den Serizitphylliten des Verrucano zuzurechnen sind und neuerlich das Ausstreichen einer Schubscholle anzeigen.

Die Zermalmungszone der Granitgneise ist auch am Fahrweg Tanas—Eyers zu sehen und durchzieht das ganze Gehänge bis Spondinig. Bei Prad streicht die große Trafoier Schubfläche ins Etschtal aus, von Norden her kommt die Schlinigerüberschiebung, beide vereinigen sich im sonseitigen Vintschgauehänge über Spondinig—Eyers zu einem mächtigen Bewegungshorizonte.

Ersatzwanderung: Matsch — Fernalhof — Gschneier — Untertels — Eyers. 2—3 Std.

Wer die Jochwanderung über den Litzerberg vermeiden will oder mit der Tour Remsboden — Upiatal Genüge findet zur Erkennung der Lagerungsverhältnisse im Matscherkamm, der kann auf obigem Wege die Hauptzonen des unteren Vintschgauer Gehänges besichtigen. (Fig. 17). Von Matsch auf dem Wasserwaalsteig an der Flanke der Salurnbachschlucht (alauswärts bis Fernalhof, nun auf der Höhe bleibend nach Süden zum Schlurendhof. An dem Felsköpfl nördlich des Hofs Marmor, Glimmerschiefer mit Pegmatitdurchhäderung und Amphibolit. Diese Serie ist an einer flach N fallenden Schubfläche aufgeschoben auf den Granitgneis, der unter ihr durchzieht von Schlurend nach Churburg und Schluderns (siehe 10. Wanderung, Eingang in die Salurn-



Fig. 17.

gh diaphoritische Phyllite, *phg* Phyllitgneis, *au* Augengneis, *gl* feldspatführende Biotitglimmerschiefer, *m* Marmor, *a* Amphibolit, *v* Serizit-schiefer des Verrucano.

bachschlucht). Am Fahrweg nach Gschneier durchschreiten wir den Granitgneis, dann Phyllitgneis und südlich Patztau Hof wieder Granitgneis und nochmals Phyllitgneis, das Ganze der Serie zwischen Dorferalm und Tanas entsprechend. Von Gschneier an bis Untertels bewegt man sich in den Phylliten und Serizit-schiefern (Zone Tanas — Untertels), dann Abstieg nach Eysers wie oben.

14. Wanderung.

Laas (869 m) Troppauerhütte des D. u. Ö. Alpenvereins im Laasertal (ca. 2200 m) 3 Std. — Zayjoch (3250 m) — Düsseldorferrhütte (D. u. Ö.

Alpenverein) 4 Std. — Sulden (1895 m) 2 Std.
Zweitägige Wanderung mit Übernachten in der
Troppauerhütte.

Geol. Spezialkarte Blatt Glurns-Ortler.

Eyers—Laas 4 km Eisenbahnfahrt.

Der Besuch des Laasertales soll uns mit den
Gesteinen der Laaserschichten bekannt machen
und ihre Auffaltung an der Jennewand zeigen.
(Siehe Tafel II und III.)

Der steile Karrenweg ins Laasertal führt zuerst
über Endmoränen des Laasertalgletschers empor,
welche beiderseits der Felsschlucht den Talausgang
als Längswälle begleiten. Schlucht und Berggehänge
bestehen aus Phyllitgneis, in welchem am rechten
Ufer (Tarnell) ein großes Amphibolitlager einsetzt;
am linken Ufer und am Weg sind nur ein paar kleine
Lager dieser Gesteinsart eingeschaltet. Die glimmer-
reichen, stellenweise quarzitischen Phyllitgneise fallen
hier gegen N ab und unter ihnen tauchen bald darauf
die Laaserschichten heraus; diese Lagerung ist nach
den Gesamtverhältnissen in der Laasergruppe als eine
abnormale zu betrachten, die Gneise sind hier auf
die Laaserschichten aufgeschoben. Die Grenze beider
ist nicht deutlich sichtbar. Der Beginn der Laaser-
schichten wird bezeichnet durch das Einsetzen der
großen Marmorlager an der rechten Talseite, deren
eines von beträchtlicher Mächtigkeit sich flach nord-
fallend durch die ganze Talflanke bis unter die Jenne-
wand hinzieht. Ein Steinbruch gibt Gelegenheit, den
sehr dickbankigen weißen Marmor und die Art seiner
Gewinnung zu besichtigen.

In der von der Schäferhütte (1941 m) an der Westseite der Jennewand herabkommenden Rinne sowie am Ausgang des großen Kares zwischen Jennewand und Laaserspitze kann man die den Marmor begleitenden Schiefer und ihren Verband mit demselben studieren. Sie sind durch intensive Wechsellagerung und silikatreiche Kalkschiefer miteinander verbunden. Die Schiefer sind hier meist stark phyllitisch mit Übergängen in Phyllitgneis und durch den Gehalt an größeren Biotitschuppen ausgezeichnet. Aber auch gneisigen Typen begegnet man. An dem den Ausgang des Jennewandkars südlich einfassenden Steilrücken trifft man im Marmor schmale Lagen von Amphibolit, ebenso auch in den Schiefen, darunter einzelne mit langstrahliger Hornblende in feldspatreichem Grundgewebe. Weiter aufwärts, über den großen Marmorlagern, sind die Schiefer als Glimmerschiefer ausgebildet mit Staurolith und Granat, und größeren Muscovitblättchen auf den Schieferungsflächen. Diese typischen Laaserschiefer ziehen sich unter der Schwarzwand bis unter die alte Trop-pauerhütte (rechte Talseite) hin, wo sie am Aufstieg von der Laaseralm anstehen. Zu eingehender Besichtigung der Laaserschichten steigt man am besten ein Stück ins Kar zwischen Jennewand und Laaserpitze hinauf, an den von letzterer herabsinkenden Seitengrat sich haltend. Dann wieder zurück zur Unteren Alm.

Vom Talboden der Unteren Laaseralm aus eröffnet sich ein prächtiger Blick auf die hohen Felsabstürze der Jennewand, an denen die im Tal flachliegende Marmorserie sich plötzlich unter lebhafter

Faltung steil emporschwingt, mit jenen eine etwas gegen N überkippte Syncline bildend (Tafel III). Von der Höhe der Laaserspitze an südwärts liegt auf der Laaserserie dann der Quarzphyllit, den ganzen Kamm bis zu den Pederspitzen bildend und von Pegmatitgängen durchzogen. In den Laaserschichten fehlen Pegmatite im Laasertal, sind aber am Ausgang des Martelltals in demselben mehrfach zu sehen.

Die Übersteigung des Zayjoches am zweiten Tag führt uns durch die große, in die untersten Teile des Quarzphyllits eingeschaltete Masse der Angelus-Augengneise und gewährt uns im Abstieg einen schönen Fernblick auf die Auflagerung der Ortlertrias. Sollte die Troppauerhütte unbewohnbar sein, so kann die Tour auch in einem Tag von Laas aus gemacht werden und erfordert dann, mit einem Abstecher ins Jennewandkar, 10 — 11 Std. Gehzeit, wobei man zur Verkleinerung des Marsches um 2 Std. nur bis zur Düsseldorfershütte gehen und am darauffolgenden Tag erst nach Sulden absteigen kann. Über das Zayjoch führt ein vom Alpenverein errichteter Felsensteig, der allerdings während der Kriegszeit stark in Verfall geraten sein dürfte. Mitnahme eines Führers empfehlenswert wegen des Abstiegs über den Gletscher.

Die bei der Schäferhütte und neuen Troppauerhütte an der linken Talseite einsetzenden Felswände bestehen aus Phyllit, und ebenso setzt der Phyllit ober der alten Troppauerhütte ein. Einzelne kleine Lager von Granitgneis ziehen bereits hier durch. An den Köpfen zwischen den Gletscherzungen streichen Lager von Grünschiefer durch (feinfaserige bis dichte

Amphibolite von grünschieferähnlicher Tracht, mit Biotit, Epidot, Kalzit usw.). Sie reichen auch noch über den Zayjochweg bis an den nördlichen Begrenzungskamm des Aufstiegtales.

Mit dem Fuß der Felswände des Kammes Angelus—Tschengelser Hochwand setzt die Hauptmasse der Augengneise ein, über welche der ganze Weiterweg bis zur Düsseldorferhütte führt. Sie werden von einzelnen dünnen Phyllitlagen durchzogen; so bedeckt den obersten Teil der Tschengelser Hochwand Phyllit und am H. Angelus und Schöneckkamm kann man schon aus der Ferne einzelne Phyllitbänder durchziehen sehen. Phyllit und Gneis liegen sehr flach und konkordant zu einander; durchbrechende Lagerung des Gneises ist nur sehr selten zu beobachten. Die Augengneise erreichen im Angelusstock eine Gesamtmächtigkeit von 1000 m und keilen nach den Seiten rasch in vielen Zungen im Phyllit aus. Die schroffen wandigen Felsformen der Gipfel unterscheiden schon im Aussichts-bilde leicht die Granitgneisberge von den sanfteren pultförmigen Gipfformen des Phyllites am Ostrand des Laasergletschers. Die Angelusaugengneise liegen in den tiefsten Teilen des Quarzphyllits, nahe oder im Suldental auch an der Grenze von Laaserschichten und Quarzphyllit, im Tschengelsertal greifen sie auch in die Laaserschichten selbst hinab, so daß Stache sie sogar als Äquivalente der Laaserschichten ansprach. Doch sind sie Intrusivmassen und als solche nicht auf diese Schichtgruppe beschränkt, wir haben sie auf den früheren Wanderungen in allen Teilen der Gneisregionen begegnet.

Von den Gneisrundhöckern aus, auf denen die Düsseldorferrhütte erbaut ist, genießen wir das eindrucksvolle Bild des Ortlerhochgebirges: Die Gneise und Phyllite unserer Bergseite setzen sich über das Suldental fort und bilden uns gegenüber den begrünten, dunkler gefärbten und gerundeten Sockel, auf dem die grauen hochwandigen, von Eis durchfurchten Felsmassen des Ortler, Zebrus und der Königspitze aufruhend. Die lichtgrauen Dolomitmoränenmassen der kleinen Gletscher am Fuß des Ortler liegen eingebettet in die dunklen Schiefermulden. Am Marltgrat und am hinteren Grat durchziehen Bänder dunkler Kalkschiefer den Ortlerdolomit als Zeugen, daß die anscheinend einfache ruhig gelagerte Dolomitmasse des Ortler eine durch Faltung und Schuppung vervielfältigte Mächtigkeit besitzt. Der scharf absetzende Wandfuß des Dolomitgebirges wird von Resten von Verrucano und Rauhwaacke umsäumt und ist der Austrittspunkt von Gleitflächen zwischen der auflagernden Triasmasse und dem kristallinen Grundgebirge.

Der Abstieg nach Sulden führt uns aus dem Augengneis in dessen hier aus Phyllitgneis bestehende Unterlage, doch sind Aufschlüsse desselben nur zu sehen, wenn man statt des gewöhnlichen Weges den Steig durch die Runse des Zaybaches benutzt.

15. Wanderung

Sulden (1845 m) — Schaubachhütte — Madritschjoch (3119 m) — Vertainen — Zufallhütte im Martelltal (2189 m) 7—8 Std.

Geol. Spezialkarte Blatt Glurns u. Bormio-Tonale.

Diese und die folgende Wanderung führen uns quer über die Synklinalregion des Quarzphyllits, welche südwestlich Meran als einfache schmale Mulde über Gneisen und Laaserschichten beginnend, hier durch Vermehrung der Falten und durch Schuppung in großer Breite sich entfaltet (Tafel II).

Seine Auflagerung auf den Laaserschichten haben wir im vorhergehenden gesehen; im Rosimtal bei Sulden tauchen infolge Auffaltung und Schuppenbildung nochmals die Staurolithglimmerschiefer der Laaserschichten begleitet von bedeutenden Amphibolitlagen unter den Phylliten heraus (Mündung des Rosimtals [rechte Seite], Kanzel und Felsköpfchen südlich Rosimboden). Ein kurzer Gang entlang dem Rosimbach aufwärts am rechtsufrigen Gehänge oder an dem Spazierweg zum Rosimboden gibt Gelegenheit dies zu beobachten. (2 Std.).

Wir haben die Laaserschiefer also wieder zwischen Phyllitgneis (Zaybach) und den Phylliten, welche wir am Weg zur Schaubachhütte (2 Std.) und bei der Legerwand als erstes Anstehendes begegnen. Ihre gegen S einfallenden Schichten begleiten uns weiterhin bis zur Hütte. Die Steilhänge des gegenüberliegenden Scheibenkopfs (Sockel des Hintern Grates) entsprechen einem stark verschieferten Augengneislager, welches durch die ganze linke Flanke des oberen Suldentals sich fortsetzt.

Je höher wir steigen, um so schöner entfaltet sich vor uns der Suldengletscher mit seinen verschiedenartigen Längsmoränenwällen: Der rechtsufrige Wall ist dunkel gefärbt, da er fast nur Material aus dem kristallinen Grundgebirge der östlichen Um-

randung enthält, die mittleren und linksufrigen Wälle dagegen sind helle Dolomitmoränen. Der Weg zur Hütte führt ein längeres Stück über die rechtsufrige Moräne und wir können hier als Geschiebe die Grünschiefer des Kammes Eisseespitz—Madritschjoch finden, nicht selten Blöcke mit Spateisenerz und Ankerit, welche ebenfalls dem Grünschieferzug entstammen, ferner Sendlinge der zahlreichen Porphyritgänge und zwar dunkelgrüne Ortlerite mit Einsprenglingen von Augit und hellere, andesitähnliche Suldenite (mit Hornblende, Biotit und Feldspateinsprenglingen).

Bei der Schaubachhütte liegt im Phyllit ein Lager von plattigem, aplitischem Muscovitgranitgneis und über ihm an dem Bächlein südöstlich der Hütte und auf den Köpfen oberhalb derselben — hier durch die Kriegsaufgrabungen neuerlich gut bloßgelegt — ein gelblichweißer, bituminös riechender kristalliner Kalk mit dunkelgrauen, schiefrigen Zwischenlagen, welcher nach oben in gelbe Rauhwaacke mit kleinen Phyllitbruchstücken übergeht. Die Rauhwaacke gleicht vollkommen der an der Suldener Basis der Ortlertrias und ist bis zur Moräne des Ebenwandfernes zu verfolgen. Sie setzt sich auch unter ihm noch fort gegen das Madritschjoch, da seine Randmoräne Geschiebe desselben führt.

Wir stehen bei der Schaubachhütte auf gleicher Höhe mit dem Ausstreichen der basalen Gleitflächen am Ortler, welche wir uns unter der Königsspitze sicher fortgesetzt denken können. Die selbständige enggepreßte Falten- und Schuppenstruktur der Ortlertrias hat zu Abhebungen und Gleitungen an der

Unterfläche gegenüber dem kristallinen Grundgebirge geführt, in übereinstimmender Weise mit den basalen Gleitflächen unter der Trias der Lischannagruppe.

Im Süden trennt die steilstehende Zebrubruchlinie Ortlertrias und Phyllit und setzt sich über das Königsjoch am Ostfuß der Königsspitze zur Vereinigung mit der Suldener basalen Gleitfläche bei der Schaubachhütte fort. Die Fortsetzung beider ist eine südfallende Schubfläche im Phyllit, an welcher bis gegen das Madritschjoch noch Triasreste eingeklemmt sind.

Von der Schaubachhütte und besser noch von den Hügeln darüber erblickt man (Fig. 18) bei günstiger Beleuchtung sehr schön an der Ostwand der Königsspitze im Ortlerdolomit eine große, gegen N gerichtete knieförmige Falte, von kleineren Parallelfältchen im tieferen Teil begleitet, und im unteren Teil des NO-Grates mehrere Gänge von Porphyrit, welche den Ortlerdolomit durchbrechen. Weitere solche Gänge sitzen am Mitscherkopf (N-Grat der Königsspitze) und die gelblichen Felsanbrüche mitten in der Königswand dürften ebenfalls solchen bzw. ihrem Kontakthof entsprechen. Sie haben den Ortlerdolomit kontaktmetamorphosiert und man kann auf dem Suldengletscher zwischen Schaubach- und Beckmannhütte die herabgestürzten Kontaktgesteine sammeln (Diopsid-, Vesuvian-, Spinell-, Granatkontaktfelse). Am Königsjoch erzeugte die Kontaktwirkung des Diorits und Porphyrits im Phyllit eine Lagerstätte von Magnetit und Kiesen, und desgleichen an der Cima della miniera (Val Zebra) eine solche im Ortlerdolomit.

Am Madritschjoch stehen rostige quarzitische Phyllite an, welche vielleicht den ähnlichen obersten phyllitischen Lagen unter den Verrucanoschiefern an



Fig. 18. Ansicht der Königsspitze von den Hügeln über der Schaubachhütte.

P Porphyritgänge im Triasdolomit, *D* Diorit am Königsjoch im Quarzphyllit.

der Ortlerbasis entsprechen dürften. Das Muscovitgranitgneislager der Schaubachhütte ist auch an den Rundhöckern nördlich vom Aufstieg zum Joch noch zu verfolgen und ihm dürfte auch der stark ver-

schieferter Flasergneis auf den Felshügeln östlich unterhalb des Joches entsprechen.

Das Ausstreichen der Schubfläche der Schaubachhütte ist in der Zone der quarzitischer Schiefer anzunehmen. Ein deutlicheres Zeichen für die Fortsetzung bildet das Vorkommen von Gips an der Vertainen, welchem wir nun zustreben. Die Vertainen ist der Kamm, welcher von der Inneren Peder Spitze abzweigend das Madritschtal im Norden begrenzt. Wir gehen etwas unterhalb des Joches über die Madritschböden im Bogen durch den Hintergrund des Tals auf die Scharte bei *P. 3041* (Pederscharte), von welcher sich der Grat dann steiler zur Peder Spitze aufschwingt.

Der erste dunkle steile Gratkopf (Fig. 19) besteht aus Serpentin, der konkordant als mächtige Linse im Quarzphyllit steckt. Der dunkelgrüne massige Serpentin enthält vielfach lichtgrüne Rhomboeder von Ankerit, die warzenartig und gelb auf den Anwitterungsflächen hervortreten. Der Ankeritgehalt und die mikroskopischen Strukturen lassen vermuten, daß das Muttergestein ein Amphibololivinfels war, ähnlich jenen des Sulzbergs (Südtirol). Über die Pederscharte zieht eine Verruschelungszone, an welcher der Serpentin blättrig ist und an manchen Stellen lange Stengel von Metaxit bildet. Neben Ankerit findet man meist auch Nester von Talk, so besonders an der Schieferungszone der Pederscharte, wo außerdem auch große Nester von lichtgrünem Strahlstein mit radialstrahliger Aggregation auftreten.

Im Hangenden der Serpentinergrenze streicht im Phyllit ein Granatchloritschiefer aus.

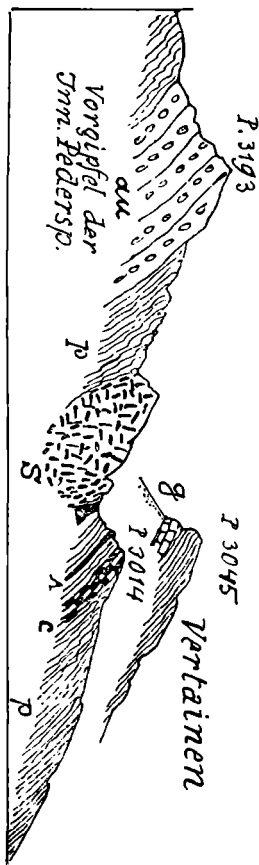


Fig. 19.

S Serpentin, *p* Phyllit, *au* Augengneis, *c* Chlortschiefer, *A* Aplit, *g* Gips und Anhydrit.

Quert man an der Nordseite des Vertainenkammes unter den niederen Felsabbrüchen bis unter den höchsten Kopf hinaus, so trifft man auf den „Gips“: ein ca. 30 m mächtiges und 100 m langes Lager, dessen Bänke gleichsinnig mit dem Phyllit einfallen. Seine Struktur ist die eines grobkörnigen Marmors, die abgerollten Blöcke besitzen eine kugelschalige Absonderung. Die chemische Analyse ergibt eine Zusammensetzung aus 82% Anhydrit und 18% Gips, was auch bei der mikroskopischen Untersuchung als Mischung von Körnern beider Minerale sichtbar ist. Eine geringe Beimengung von Schwefel macht sich durch lagenweise schwache Gelbfärbung bemerk-

bar. Die Lage in der Fortsetzung der Schaubach-Hüttele-dislokation sowie das Vorkommen von Gipslagen im Verrucano der Ortlergruppe legen es nahe, den Gips als Schubscholle von Permotrias im Phyllit anzusehen. Die gleiche Nachbarschaft wie bei Bormio die Grünschiefer im obersten Phyllit unter dem Verrucano nehmen hier die Grünschiefer des Butzenspitzkammes ein. Die kristalline Struktur des Gips-Anhydrits muß dann durch posttektonische Metamorphose ausgebildet worden sein. Auch der Kalk bei der Schaubachhütte ist auffallend stark kristallinisch. Einer derartigen Metamorphose mögen auch sonstige Zeugen einer Schubbewegung, die man sonst hier vermißt, zum Opfer gefallen sein, da die Erscheinungen am Serpentinrand eher den dieser Gesteinsart eigentümlichen häufigen Quetsch- und Gleiterscheinungen zuzurechnen sind als den großen tektonischen Bewegungen.

Um zur Zufallhütte zu kommen, geht man wieder zur Pederscharte zurück und von dort hinab zum Jochweg. Sollte die Zufallhütte nicht benutzbar sein zum Übernachten, so kann man vom Anhydrit weg talabwärts durch das Pedertal gehen und hinaus zu dem Touristenwirthshaus auf der Marteller Alm (1 Std. unterhalb der Zufallhütte).

16. *Wanderung*

Zufallhütte — Fürkelescharte (3032 m) — Rifugio Cevedale — Val della Mare — Bad Pejo (1380 m) 8 — 9 Std..

Geologische Spezialkarte Blatt Bormio — Tonale.

Der Übergang aus dem Martelltal in die Quelltäler des Noce beendet zunächst die Durchquerung der Phyllitregion und zeigt deren kalkreiche Zone (Tafel II). An die Synklinalen des Quarzphyllits schließt sich im Val della Mare die große Antiklinale der Phyllitgneise: wir sehen ein in sich abgeschlossenes Faltensystem, dessen Struktur nicht die einer Wurzelzone von Überfaltungsdecken ist.

Der Übergang über die Fürkelescharte ist touristisch leicht, die Südseite eisfrei, auf der Nordseite eine kurze leichte Gletscherwanderung.

An der Südseite des oberen Martelltales streicht im Phyllit eine kalkreiche Zone aus. Wir überblicken sie vom Zufrittspitz, am Ursprung des Ulmentales, an durch die vergletscherten Hänge ober der Martelleralm und als mächtige Felsstreifen durch die Wände der Rotspitze hinziehend bis zu dem Gletscherhintergrund des Tales. Sie setzt sich über den Eisseepaß und das Schrötterhorn gegen Val Zebbru hin fort.

Auf unserer Wanderung können wir sie am Beginn des Aufstiegs unter dem Konzenspitz beklopfen, besser noch mit einem kurzen Umweg an den Südabhängen der Mutspitze (Weg zum Eisseepaß), wo zahlreiche Kalklager aller Größen im Phyllit stecken. Schon gleich ober der Staumauer liegt Kalk in kleinen Knollen und Schlieren im Phyllit. Zum Unterschied von den Laaser Marmoren herrschen hier mehr unreine Kalkarten vor: graue Kalkglimmerschiefer, grau gestreifte kristalline Bänderkalke, gelblich weiße Cipolline. Sie sind durch kalkige Phyllite eng verbunden mit Quarzphyllit.

Die Phyllite des Kammes zwischen Martell und Val della Mare sind stellenweise granatreich, so auch im Gebiet der Cima Marmotta und des Rif. Cevedale. Bis zum genannten italienischen Schutzhaus fallen die Phyllite immer gegen Süden ein; vom Laasertal im Norden bis hierher herrscht das gleiche Schichtfallen und schon dies allein läßt schließen, daß die Schichtfolge durch Schuppung vielfältigt ist. In den Kalkzügen der Rotspitz sieht man auch enggeschlossene kleine Falten.

Vom Schutzhaus an südwärts tritt Nordfallen ein, das aber bis zum Rand der Phyllite ober der Malga la Mare noch ein paarmal wechselt; am südlichen Begrenzungskamm der Vedretta la Mare taucht im Phyllit die Gneisunterlage herauf und kleinere Brüche durchsetzen den Phyllit.

Beim Abstieg über die hohe Talstufe der Scala di Venezia zur Alm erreichen wir die tiefsten Lagen des Quarzphyllits, die Flanken des Talbodens der Alm sind schon dem Phyllitgneis zuzurechnen, der hier allerdings oft noch sehr phyllitähnlich ist, so z. B. bei der Malga Pontevecchio. Die Schichten fallen nun nach N ein; der Neigungswinkel wird am Weiterweg auf der rechten Talseite immer geringer, bis bei Marasina völlig schwebende Lagerung eintritt, dann aber Südfallen bis Pejo. Wir durchschreiten einen weiten, einförmigen Bereich von glimmerreichen, phyllitischen Gneisen und Glimmerschiefern, welche eine weitgespannte Antiklinalwölbung bilden. Auf der gegenüberliegenden Talseite ist in die Phyllitgneise eine große lakkolithische Masse von Granitit eingedrungen, welche den Grat

der Cima Vedrigana (Verdignana) bis zum Passo Cercena bildet. Ihre Basis macht die flache antiklinale Aufwölbung der Gneise mit, wie man auch im Fernblick von der anderen Talseite aus erkennen kann. Am Grat ober der Malga Pontevecchio sieht man die Schiefer flach gegen N vom Granitit abfallen, im Talgehänge sieht man sie in flachen Bänken den Granitit unterlagern. Nördlich Malga Pontevecchio fallen die Schichten flach unter den Granit ein, im Verein mit jenen am Grat umschließen sie den Rand des Lakkolithen (Fig. 20). Bei Malga Pontevecchio steht der Granitit nahe östlich ober den Almhütten an, und zwar seine hornblendehältige, glimmerreiche gneisige Randfazies, dann steigt die Basis entsprechend der Wölbung der Unterlage gegen S am Gehänge ungefähr 400 m hoch bis unter die Spitze Vedrigan Ganani an — deren Gipfel einen Rest des Schieferdaches trägt — und sinkt dann bis unter den Cercenapaß etwas ab. Hier keilt der Granitit wieder zwischen den Gneisen (und Quarziten) im südfallenden Schenkel der flachen Antiklinale aus.

Der Kamm zwischen Val della Mare und Rabbital gibt uns so das Bild eines nach oben geschlossenen einfachen Faltenbaus, der erst am Cercenapaß durch eine gegen S abfallende Bewegungszone unterbrochen wird. Gegen Westen hin verengt und versteilt sich der Faltenbau rasch, so daß am Südabhänge des vergletscherten Hauptkammes der südlichen Ortlergruppe an Stelle jener weiten Antiklinale zunächst zwei enggeschlossene Falten und schließlich ein gegen N überkipptes, gleichförmig geschichtetes Schichtenpaket mit Einfallen des Phyllits steil unter die

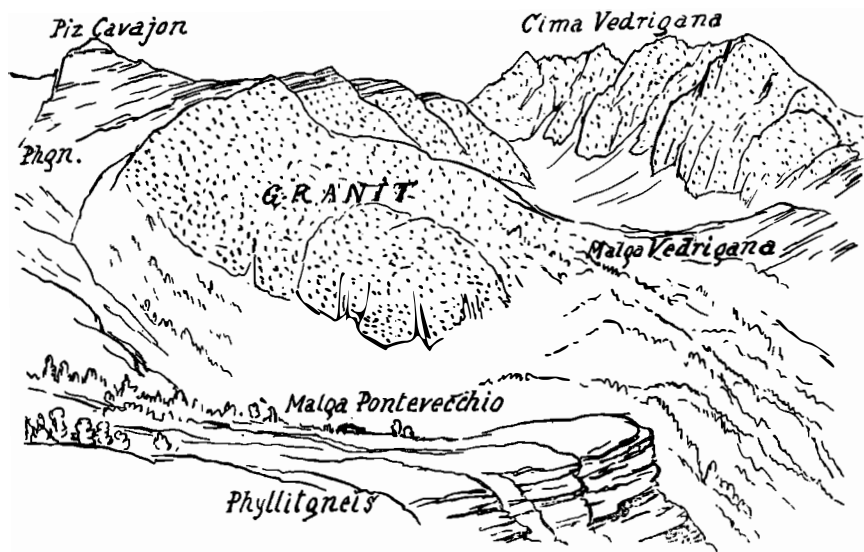


Fig. 20. Ansicht des Granitlakkolithen des Cima Vedrigana, an der linken Talseite des Val della Mare.

Gneise. Gegen Osten ist die Antiklinale von Val della Mare über das Rabbital und nach einigen Querstörungen weiter ins Ultental zu verfolgen, dessen Talsohle mit parallelem Verlauf in sie eingeschritten ist.

Im Kern der Wölbung von Val della Mare sind mächtige Pegmatitgänge in die Phyllitgneise an der linken Talseite eingedrungen und kommen auch am rechtsseitigen Gehänge bis an den Weg bei Croce dei bagni heran.

Das Dorf Pejo (1698 m) liegt auf einer Glazialterrasse aus umgeschwemmtem Moränenmaterial, auf welcher bei S. Rocco und Malga Coël Moränenwälle der letzten Rückzugsstadien liegen.

Wir steigen über die Terrasse zu dem am Noce gelegenen Bad Pejo hinab. Die Heilquelle (Antica fonte di Pejo) entspringt dicht am Bache, eine zweite ebenso eine Stunde weiter talaufwärts (Fontanino di Celentino). Beide sind eisenhaltige Säuerlinge (Antica fonte: auf 1000 Gewichtsteile 0,0577 kohlen-saures Eisenoxydul und 2,4464 Gewichtsteile freie Kohlen-säure nach der Analyse v. J. Bizio). In der streichenden Fortsetzung der Schichten und der Quellen liegt im Val delle Messi jenseits der alten Tirolergrenze die Eisenquelle von S. Apollonia, und im NO die gleichartigen Mineralquellen von Rabbi; die Störungs-linie Rabbi—Cercenapaß und Störungen an der Punta Ercavallo im Kamm zwischen dem Tal von Pejo und Val delle Messi lassen auf das Vorhandensein einer alle verbindenden „Bäderlinie“ schließen.

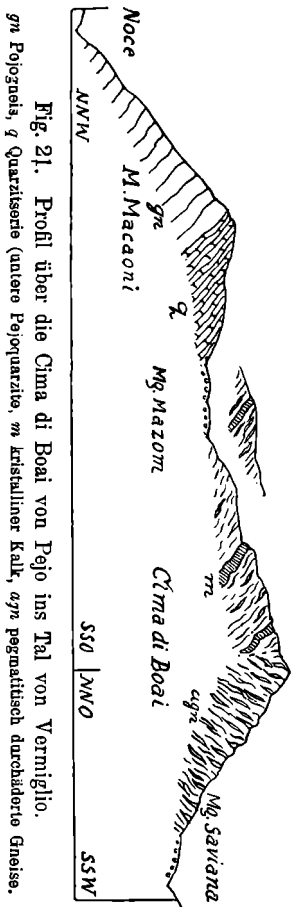
17. Wanderung

Bad Pejo (1390 m) — Val Comasine — Cima di Boai (2683 m) — Vermiglio (1219 m) 6—7 Std.

Geolog. Spezialkarte Blatt Bormio-Tonale.

Diese und die folgende Wanderung zeigen uns die südlichste und ebenfalls wieder synklynal gebaute Zone von Gneisen und Glimmerschiefern mit Marmor, Amphibolit und Pegmatit, ähnlich den Laaserschichten und jenen des Matscherkammes, hier mit besonders starker magmatischer Durchdringung und hoher Kristallinität, außerdem ausgezeichnet durch das Auftreten basischer Intrusiva in Gestalt von Olivinfels: Wir betreten die Zone von Ivrea (zona dioritokinzigitica), welche von den oberitalischen Seen durch das Veltlin zum Tonalepaß zieht, deren Gesteine hier von Salomon als Tonaleschiefer beschrieben werden und über die Berge der Redivalgruppe und Rabbi in den südlichen Kamm der Ultenaleralpen fortsetzen, bis sie schließlich an der Judikarienbruchlinie enden.

Beim Aufstieg von Pejo ins Val Comasine (Fig. 21) durchsteigen wir zunächst eine Gesteinsfolge, welche nach ihrem gemeinsamem Auftreten im Schieferdach des Vedrignanalakkolithen zum Teil ein Äquivalent der Phyllitgneise ist. Sie beginnt im Liegenden mit einem mehrere hundert Meter mächtigen, quarz- und biotitreichen feinkörnigen Zweiglimmergneis von sehr gleichmäßiger Entwicklung, welcher die unteren Steilhänge am rechten Ufer des Noce im Val del Monte bildet (Pejogneis). Seine Oberkante bildet den Beginn der flacheren Kämme, der Almböden und Karmulden,



auf unserem Wege bei der Malga Val Comasine, darüber liegt gleich wie der basale Gneis südfallend eine Folge quarzitischer Gesteine: hellgraue dickbankige Quarzite, dunkle schieferige Glimmerquarzite von rötlicher und graugrüner Farbe. Sie stehen über der Malga Val Comasine und besonders am Monte Macaoni an, hier noch mit sehr feinkörnigen weißen Aplitbänken verbunden. In den Tälern weiter westlich schalten sich auch schwärzliche Schiefer ein, welche neben primär klastischer Struktur (Grauwacke?) auch sehr starke Kataklyse besitzen. Auch die feinkörnigen Aplitite sind stark kataklastisch. Es scheint, daß in diesem Niveau starke Verschiebungen stattgefunden haben in der Richtung der Schieferung und damit stimmt überein, daß über den Cercenapaß und bis

Rabbi hin in ihnen deutlich eine Bewegungszone ausstreicht.

Über der Quarzitfolge lagern zu beiden Seiten des Tales und gleich wie die tieferen Profilteile gegen SO einfallend die marmorführenden Gneise und Glimmerschiefer. Hauptsächlich zwei Marmorlager überqueren das Tal, das untere nur an den beiderseitigen Kämmen aufgeschlossen, im Tal durch Glazialschutt unterbrochen; das obere zieht an der Talstufe ober Malga Mazom zusammenhängend durch das Tal. Der umhüllende Gneis ist glimmerreich, zweiglimmerig, mit viel Muscovit. Die Kalke sind teils weiß, teils grau und schieferig, und oft stark mit Silikaten durchsprengt. Ein gelblichgrauer Kalkschiefer streicht noch am Nordgrat der Cima Boai aus. Am NO-Hang des Berges gegen Comasine hinab stehen Kalklager an, die in grobkörnigen Ankerit übergehen, der wieder durch Kontaktwirkung der Pegmatite zum Teil in Magnetit umgewandelt wurde. Die Erzvorkommen bei Mg. Goggia, Val Gardene und Ronco (östlich Cogolo) wurden bis ins 19. Jahrhundert eifrig abgebaut, bei Fucine steht noch die Eisenhütte.

Man geht am besten dem Steig nach von der oberen Almhütte auf den Grat westlich der Cima di Boai, den man bei *P. 2534* erreicht, und von dort unschwierig dem Grat nach zum Gipfel, der eine prächtige Rundschau auf die Ortler- und Presanella-gruppe und den fruchtbaren, wohlbesiedelten Sulzberg (Val di Sole) bietet. Der Abstieg erfolgt touristisch am bequemsten dem obigen Steig folgend von der Scharte hinab zur Malga Saviana und dem Alpweg nach über Casaccia nach Vermiglio, geologisch besser

vom Gipfel über den begrünten, leicht begehbaren Ostgrat bis 2100 m und dann durch die Flanken auf Almsteigen zur Malga Boai und von dort hinab nach Vermiglio (Fraktion Fraviano).

Der Bergkörper der Cima di Boai besteht aus den glimmerreichen Gneisen, welche auf der ganzen Ost- und Südseite stark von pegmatitischem Magma durchtränkt sind; seltener sammelt sich dies in größeren Gängen, in der Regel ist es in feinen Adern vom Gestein aufgesogen. Diese Durchhäderung ist besonders am Gehänge gegen die Malga Boai hinab und gegen Val Saviana gut zu sehen. Große Gänge und Lagermassen, wie im Martelltal oder im Val della mare fehlen hier, die kleineren Gänge zerteilen und zerfasern sich bis in Millimeter dünne Äderchen; der Gneis ist in diesen Bereichen grobkörniger, die Bestandteile besser ausgebildet, der Feldspat tritt stellenweise in Körnchen hervor; der Biotitgehalt ist bedeutend größer als in den nichtinjizierten Bereichen, der Biotit ist in großen manchmal deutlich sechsseitigen Täfelchen entwickelt und in Lagen oder Flasern angereichert.

Die starke Verschieferung einzelner größerer Gänge am Fuß des Berges bei Vermiglio zeigt, daß die Intrusionsphase noch vor der letzten größeren Gebirgsbewegung liegt. Ebenso trifft man solche verschieferte Pegmatite oft auf der Strecke Cogolo—Cercena—Rabbi.

Während wir am Aufsteig NO-Streichen und SO-Fallen beobachten, streichen die Gneise am Grat und am Südgehänge bis unter die Boialm hinab NW, und fallen gegen NO ein: die im ganzen synklinale Anlage ist durch den in den Bergen zwischen Tonale

und Pejo allgemein verbreiteten sprungweisen Wechsel der Streichungsrichtungen NO und NW an Brüchen gestört. Ein solcher folgt der Val Saviana (wie man am Grat im Hintergrund des Tales feststellen kann) und ebenso dürfte der Montagna Culom ein solcher entlang laufen. Die Zerstückelung durch Brüche führt an manchen Stellen, z. B. am Mt. Palu, bis zu einer schachbrettartigen Aneinanderreihung kleiner NW bzw. NO streichender Schollen.

In den tieferen Hängen ober Vermiglio und am Ostgrat der Cima di Boai sind auch Amphibolite aufgeschlossen, welche in der Marmor-Gneisserie des Tonale zwar nirgends größere Ausdehnung gewinnen, aber doch allenthalben in kleinen Lagern anzutreffen sind.

Bescheidenes Nachtquartier in dem Wirthaus in Pizzano (Vermiglio), bedeutend besser und bequemer in dem Gasthaus in Fucine, $\frac{1}{2}$ Stunde auf der Straße talabwärts, am Ausgangspunkt der elektrischen Bahn nach Cles — Mezzolombardo bzw. Mendel — Bozen. Die Aufschlüsse an der Straße zeigen wieder die pegmatitischen Gneise mit ein paar Amphibolit- und einem kleinen Kalklager.

18. Wanderung

Vermiglio (Fucine) — Tonalepaß (1849 m) 13 km
— Val Albiolo — Val di Strino — Fucine.

Geol. Spezialkarte Blatt Bormio-Tonale.

Von Vermiglio oder Fucine zu Fuß oder mit Wagen auf den Tonalepaß. Wenn die im Kriege zerstörten Wirtshäuser am Passe wieder aufgerichtet sein

werden, empfiehlt es sich dort zu übernachten und am zweiten Tag die beiden Täler der Tonalegruppe zu durchwandern. Im anderen Falle kann die Wanderung durch Verzicht auf Val di Strino abgekürzt werden. Tonalepaß — Val Albiolo — Val di Strino und zurück zur Straße beim ehemaligen Fort Strino 6 Std.

Die Aufschlüsse an der Tonalestraße geben von Fucine an bis zur Mündung von Val di Strino ein gutes Bild der von Pegmatit durchtränkten Gneise und ihrer Einlagerungen von Amphibolit (unter und ober Vermiglio, ober Velon), so daß, wer die Tour über die Cima di Boai nicht machen will, auch hier an der Straße noch im kleinem Ausmaße ein Bild der Serie erhält.

1,2 km oberhalb der Brücke über den Bach von Val di Strino wird ein Lager von weißem kristallinen Kalk mit bräunlichen mergelig-streifigen Einlagerungen angeschnitten, gleich darauf folgen graue phyllitische, etwas quarzitische Schiefer. Wir haben damit den Südrand der Gneisregion erreicht (Fig. 22).

Auf ihr liegt mit sehr steilem Südfallen — an der Straße infolge örtlicher Störung steil N fallend, doch sieht man schon am Torr. Merlo sie wieder in S-Fallen umbiegen — die Phyllitzone, welche den Mantel der Presanella-Adamello-Tonalitmasse bildet und von dieser in ihren südlichen Teilen kontaktmetamorphosiert wurde. Die gewaltigen steilen, eisgekrönten Felsberge aus Tonalit, welche die südliche Bergumrandung des Vermigliotales bilden, haben wir auf unserer ganzen Talwanderung vor Augen, ihre waldigen Vorhöhen gehören der Phyllitzone an. In die Phyllitzone ist eine große Lagermasse von

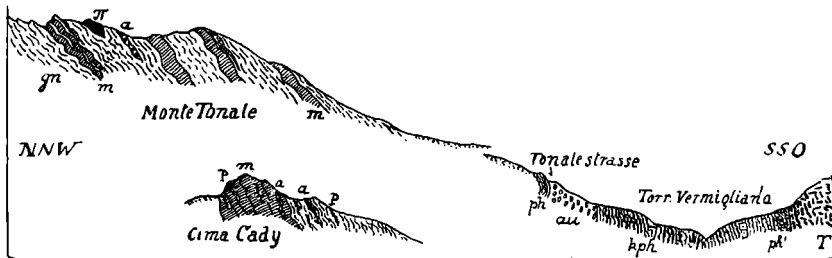


Fig. 22.

Profil aus der „Zone von Ivrea“ am Tonalepaß.

gn Biotitschiefergneise und Glimmerschiefer z. T. Arterite, *m* kristalliner Kalk, *a* Amphibolit, *P* Pegmatit, *π* Olivinfels, *ph* Phyllit, *kph* kohlenstoffreiche Phyllite, *ph'* kontaktmetamorpher Phyllit, *au* Augengneis, *T* Tonalit.

Augengneis eingeschaltet, ganz gleicher Art, wie wir ihn aus den Ötztaler und Laaserbergen kennen. Er ist auch an der Straße bei den nächsten beiden Grabeneinschnitten gut zu sehen und hier größtenteils zu einem flaserigen Lagengneis verquetscht, der nur stellenweise noch deutliche Augengneisstruktur aufweist.

Die südlich davon liegenden Phyllite sind an der Straße nicht aufgeschlossen, aber gleich unterhalb derselben zwischen der (ehemaligen) Cantoniera und dem Torr. Vermigliana zu sehen. Die südlich des Augengneises liegenden Quarzphyllite sind größtenteils durch reichliche Beimengung von amorphem Kohlenstoff schwarz gefärbt. Südlich des Baches, jenseits einer schmalen Zone von Quarzit, beginnt sich der umwandelnde Einfluß der Tonalitintrusion bemerkbar zu machen, der unmittelbar am Rand des Eruptivgesteins den Quarzphyllit in Hornfels umgewandelt hat.

Am Steilaufschwung des Gehänges setzt gleich der Tonalit, zunächst in seiner parallelstruierten basischen Randfazies ein*). Hier im Gebiet des Tonalepasses hat G. v. Rath das Adamellogestein zuerst aufgefunden und nach dem Passe benannt (1864).

Doch wir wenden uns wieder der Gneisregion zu und stellen für unsere Studien fest, daß die marmorführende Gneisserie auch hier von Quarzphyllit überlagert wird und daß weder in den Gesteinsarten (Phyllite, Augengneis) noch in der Tektonik hier

*) Die Gesteinsarten des Tonalitmassivs sind schon an den Straßenmauern und Randsteinen der Tonalestraße in reichster Auswahl zu sehen.

Zeichen einer Grenze zwischen zwei verschiedenen Gebirgen — Alpen und Dinariden — vorhanden sind, wie sie von manchen Forschern hier angenommen wird. Die kristallinen Schiefergruppen nördlich und südlich des Tonale sind, wie weitere Studien im Adamellostock leicht zeigen, die gleichen. Das Gebirge nördlich des Tonale zeigt nicht die Struktur einer „dinarischen Narbe“ als Wurzelzone der Deckfalten.

So wie wir am Südkamm der Ortlergruppe gesehen, ist auch in der Tonalegruppe der Faltenbau im Westen enger gepreßt als ostwärts. Während am Boai, Redival und Mt. Mezzolo noch große Synklinalen und Antiklinalen der Gneise zu beobachten sind, ist vom Tonalepaß über Val Albiolo und den Montozzopaß bis ins oberste Val del Monte die ganze Gesteinsmasse zu einem einzigen steil südfallenden Schichtpaket zusammengeschlossen, von kleinen Faltenrelikten abgesehen.

Wir steigen über die breite glaziale Schuttbedeckung des Passes von der Straße hinauf in das Val Albiolo, wo wir an dessen rechter Flanke aufsteigend das Schichtprofil besichtigen. Wir begegnen zuerst phyllitische Glimmerschiefer und glimmerreiche Gneise, weiter nördlich gehen daraus gleichzeitig mit dem Auftreten von Pegmatitgängen zweiglimmerige und biotitreiche Glimmergneise und Arterite hervor. Auch ein paar kleine Amphibolitlagen stecken darin. Dann folgt die etwa 200 m mächtige Kalkmasse der Cima di Cady: weißer Marmor mit grauen Zwischenlagen, der fast überall, lagenweise sehr reichlich Glimmer (Phlogopit) enthält, außerdem

Strahlstein, Feldspat, Quarz und Pyrit. Selten sind auch kleine Lagen von Amphibolit (mit aplitischem Rand) als schichtparallele Bänder im Marmor zu finden (analoge Vorkommen mit starker Fältelung im Laaser Marmor).

Der allgemein verteilte und reichliche Gehalt an Silikaten ist für die Marmore der Tonalegruppe charakteristisch und unterscheidet sie von den Laasermarmoren, wo diese auf die randlichen Mischzonen beschränkt sind oder an Menge ganz zurücktreten.

Der Kalk der Cima Cady wird auch von kleinen Pegmatitgängen durchdrungen, welche zum Teil einen feinkörnigen Kontakthof von Salit, Feldspat, Titanit und Quarz besitzen. Bei einem der Gänge am Kamm der Cima Cady (östlicher Vorgipfel) findet sich auch als Kontaktbildung Wollastonit, der zusammen mit Plagioklas und wenig Calcit das Kontaktgestein bildet.

Am gegenüberliegenden Kamm des Monte Tonale ist der Kalk zerteilt in eine Anzahl kleinerer Lager, welche alle im engsten syngenetischen Verband mit den Schiefen stehen. Eine Deutung der Kalke als Einfaltungen jüngerer Schichten in die kristallinen Schiefer wird bei der Besichtigung dieses Profils als unhaltbar erkannt. — Die umschließenden Gneise sind bis in den Hintergrund des Tales hinein zweiglimmerige Gneise, bald glimmerreichere und dann mehr glimmerschieferähnliche, bald glimmerärmere und echt gneisig; die pegmatitische Durchdringung ist am Monte Tonale gering, stärker im oberen Talgebiet.

Südlich von *P. 2846*, an dem gegen Osten abzweigenden Seitenkamm stecken in dem Gneis zwei Linsen von Amphibololivinfels. Um sie zu be-

sichtigen, steigt man am besten über den Kamm des Monte Tonale, über die Einsattlung nördlich des Gipfels, in das östlich angelagerte Kar hinüber, wo man dann das größere östliche der beiden Vorkommen gut abklopfen kann. Der Amphibolgehalt wechselt zonenweise; am Ostrande wird der Olivinfels von einer Verruschelungszone durchschnitten, an welcher er in einen talkigserpentinischen Schiefer umgewandelt ist. Der angrenzende Gneis ist glimmerarm und feinkörnig.

Vom Ausgang des Kares führt an der linken Seite ein kleiner Steig nordwärts zum Baito (2213 m) im Val di Strino. Talaufwärts und 100 m höher als dieser kann man zu beiden Seiten des Tales (am besten östlich des Baches) sehr schön die Durchdringung eines Kalklagers durch Pegmatite und die dadurch hervorgerufenen Kontaktbildungen beobachten. Das Gehänge des Redival ist neben der feineren Durchhäderung auch von einzelnen größeren Pegmatitgängen durchzogen, welche dort und da auch einen Turmalinkontaktthof im Gneis erzeugt haben. Wo sie den Kalk durchbrechen, ist es zur Bildung von dichten, fleckig gefärbten Kalksilikatfelsen gekommen, welche aus Granat, Pyroxen (Malakolith), Titanit, Epidot, Zoisit bestehen neben Calcit, Quarz und Feldspat. Bei geringem Grade der Wirkung sind einzelne Knollen von Granat und Kristalle von Augit entstanden. In dem Vorkommen an der westlichen Talseite ist die Zonenfolge zu beobachten: Innen dichter Kontaktfels (Granat-Pyroxen), außen Pyroxen — Feldspatfels, beide von geringer Mächtigkeit.

Abseits der Pegmatitwirkung enthält der Marmor nur die der regionalen Umwandlung zugehörigen Silikate (Glimmer, Strahlstein, Feldspat, Quarz) in gleichmäßigerer Verteilung als jene Kontaktminerale.

Im Vergleich mit den Laaserschichten im Vintschgau sehen wir in der Tonalegruppe, daß die Schiefer der marmorführenden Serie fast durchweg Gneise sind von mehr oder weniger ausgesprochener Art, während in der Laasergruppe Glimmerschiefer und Phyllite den Marmor begleiten. Sehr nahe stehen die feldspatführenden Biotitglimmerschiefer des Matscherkammes, welche ebenso wie jene stark von Pegmatit durchzogen sind, während in der Laasergruppe Pegmatit ganz zurücktritt. Doch sind beide immer noch verschieden von den Tonaleschiefern durch den Staurolithgehalt, der den letzteren fehlt.

Am ähnlichsten sind den Tonaleschiefern die marmorführenden Zweiglimmergneise der Ultentaleralpen, in welche die Laaserschichten im unteren Vintschgau übergehen unter gleichzeitigem Einsetzen stärkerer Pegmatitintrusion, aber ohne Entwicklung eines wesentlichen Staurolithgehaltes.

Abstieg dem Tal entlang abwärts auf Almwegen zur Straße, oder im Bedarfsfalle ohne Höhenverlust um den Ostausläufer des Tonaleberges herum zurück zum Tonalepaß, beide Wege in den Schiefen der Tonaleschiefer.

Wie oben angezeigt, stellt die Tonalezone das Westende der Zone von Ivrea dar. Eine für diese charakteristische Gesteinsart sind die Kinzigite; solche sind in der Tonalegruppe nicht zu sehen, wohl aber

treten kinzigitähnliche Gesteine weiter nordwestlich im südlichen Ultenerkamm auf. Um auch diese kennen zu lernen, kann die nachstehende *Ergänzungstour* dienen, welche gleichzeitig auch zu weiteren Olivinfelsvorkommen führt. Allerdings sind diese Gesteine weit von der Bahn und Poststraße entfernt.

Ergänzungstour: Ponte Mostizollo — Proveis (1421 m) 4 Std. — Gampertal — Briznerberg (2464 m) 3—4 Std. und zurück.

Von Tonale bis Ponte Mostizollo mit der elektrischen Bahn; von dort Fahrweg bis Proveis, erste deutsche Gemeinde an der Sprachgrenze. Einfache Unterkunft im Wirtshaus oder auch beim Kuraten. Am nächsten Tag am Weg längs dem Gamperbach aufwärts bis zur Brizneralm (1811 m). Bald oberhalb der Brücke, auf der man von Proveis Kirche kommend den Bach überschreitet, Grenze von Triasdolomit (Schlerndolomit) und kristallinem Gebirge durch die sehr steil NW einfallende Judikarienschichtlinie. Darüber längere Zeit stark zerrüttete und diaphoritisierte phyllitische Gneise; höher hinauf festere Gneislagen. Von der Brizneralm aus wenden wir uns der Bachschlucht folgend gegen N und kommen alsbald in die Region der kinzigitähnlichen Gesteine, welche den ganzen Briznerberg (Samerberg) einnehmen bis auf den Ultentalerabhang, wo sie auch noch sehr gut zu sehen sind.

Der ganze Komplex besteht aus einer breiten Zone von Granatgneisen und Granatcyanitgneisen, in welchen dann als linsenförmige Einlagerungen, aber ohne scharfe Abgrenzung, Cyanitgranulite und

Granatgranulite liegen; letztere sind teils schieferig, teils massig-struiert. Es lassen sich zwei Arten von Cyanitgranatgesteinen unterscheiden: Die einen bestehen aus einem hellen Grundgewebe von Feldspat, Quarz und wenig Glimmer (vorwiegend Biotit), in welchen die hanfkorngroßen Granaten und Cyanite von 2—6 mm Länge stecken. In grobkörnigen Formen Granaten von Haselnußgröße und Cyanite von ein paar Zentimeter Länge. Die andere Art enthält wenig Feldspat und Quarz, dagegen viel Biotit und ist demzufolge braun bis violett gefärbt. In dem glimmerreichen Grundgewebe stecken dann wieder Granat und Cyanit. Diese Gesteine wurden von A. Pichler „Ultenit“ benannt.

In der Granatgneis- und Granulitzone stecken zahlreiche Linsen von Pyroxenolivinfels. Im Gampertal trifft man solche in größerer Zahl am Südabhang der Mandelspitze (2399 m) und am Samerberg (Südeck und Abhang gegen das Kar nordwestlich vom Samerberg sowie am Grat zum Hochwart). Der Verband mit den Gneisen ist gut zu sehen an einer Linse am Nordfuß der Mandelspitze. Die Granulite sind besonders in der Bachschlucht nördlich der Brizneralm und am obersten West- und Südwestabhang des Samerbergs aufgeschlossen, sonst allenthalben in Blöcken zu sehen. Ihre Lagerung ist eine steil synklinale.

Den Abmarsch von Proveis zur Bahn kann man über das Hofmahd nach Bad Mitterbad im Ultental und nach Lana (Meran) nehmen, wobei man beim Jochübergang und besonders am Abstieg das Ausstreichen der Judikarienbruchlinie, als Südostgrenze

der Zentralalpen, schön überblickt, infolge des auffallenden Kontrastes der unteren Triasschichten und der kristallinen Schiefer, welche an der Flanke des Tales oft durch Murgräben aufgerissen sind. Viele kleine Querverwürfe mit staffelförmiger Verschiebung der Trias. Der Weg selbst verläuft im Quarzporphyr der Laugenspitze bis Mitterbad. Im Ultental folgt man dem Nordwestrand der Kreuzberg-Granitmasse.

Ortsverzeichnis

- A**
Acherkogel 24
Aifenspitze 48
Arlui 26
- B**
Brizneralm 143
- C**
Cercenapaß 11
Cima Cady 139
 „ di Boai 133
 „ Vedrigana 128
- E**
Engelwand 24
Endkopf 73
Elfer 82
Eyers 112
- F**
Falpaus 47
Feuchten 63
Fiss 49
Fisseralm 43
Flathalm 38
Fucine 135
Fürkelescharte 126
- G**
Gampertal 81
Gepatschhaus 61
Glieshof 104, 107
Graun 78
Grauneralm 76
Grionplatten 88
- G**
Grünsee 69
Gschneier 113
- H**
Harben 48
Hengst 77
Höllershütte 106
Hofmahd 144
- J**
Jaggl 7, 30, 73
Jennewand 115
Jerzens 53
- K**
Kappl 29
Kauns 47
Kaunertal 62
Königsspitze 120
Kreuzjoch, Hohes 9, 103
- L**
Laas, Laasertal 114
Lachwiese 50
Ladis 44
Landeck 35
Langtaufers 25, 26
Liesele 55
Litzerberg 109
Lußbach 57
- M**
Madritschjoch 126
Malserhaide 97
Martelltal 126

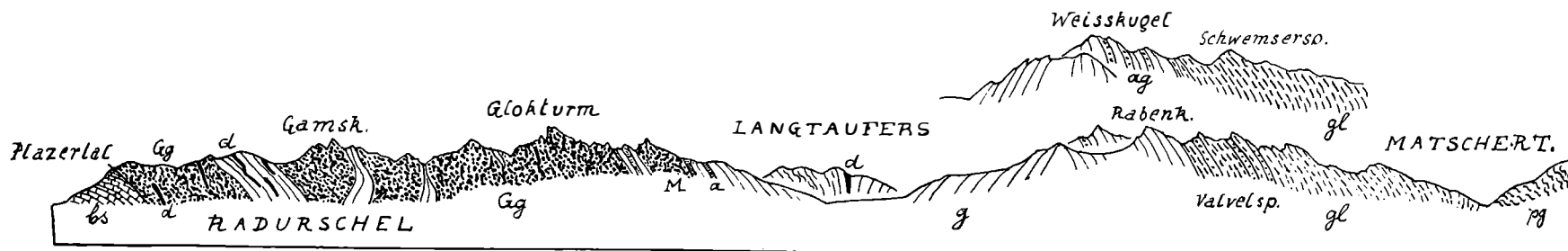
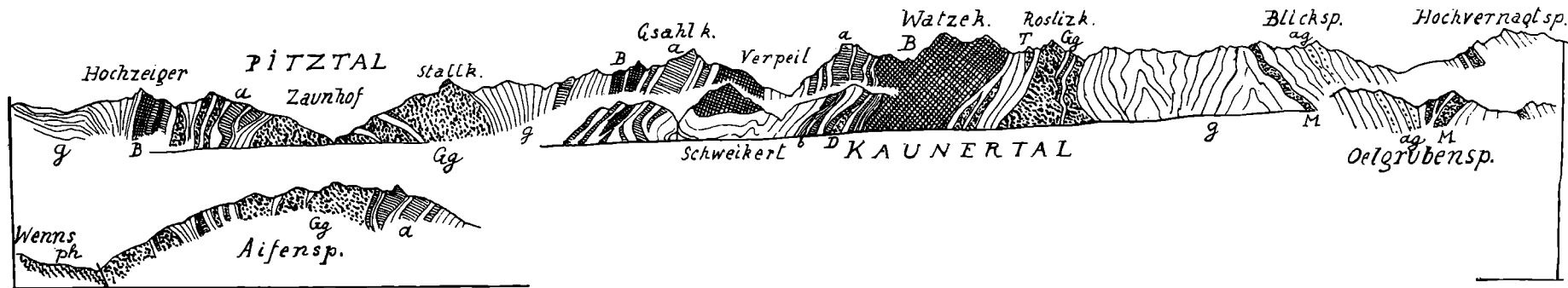
-
- Martinsbach 64
Matsch 99, 101
Mittelberg 59
Mutzwiesen 70
- Nauders 67
- Ölgrubenjoch, Ölgruben-
spitze 60
Ortler 118
- Plangeros 57
Plawenn 97
Pejo 130
Penauderalm 9, 12
Pforzheimerhütte 92
Pians 36
Piller 50
Pitztal 53
Piz Lat (Nauders) 16, 70
Proveis 143
Prutz 45
Puschlin 48
- Rabbi 11, 130
Redival 11, 141
Reschenscheideck 72, 78
Riffler, Hoher 14, 22
Riffelsee 57
Ritzenried 54
Rojen, Rojental 25, 79
Roppen 4
Rosimtal 119
- Schaubachhütte 120
Schleis 96
Schlinigpaß 92
- Schlinig 96
Schluderns 99
Schweikert 63
Seekogel 24, 57
Stillebach 68, 79
St. Leonhard i. Pitztal 55
Sulden 118
- Tanas 111
Taschachhaus 59
Thialspitze 38
Tobadill 36
Töll 28
Tösens (Bergbau) 29
Tonalepaß 11, 139
Tschingel (Bergbau) 64
- Uinatal 90
Ultental 28, 144
Unterengadin 15, 31
Upital 104
Urgtal 41
- Val della mare 127
Val di Strino 141
Vermiglio 135
Vertainen 124
- Watzespitze 24, 57
Wenns 51, 52
Wiese 54
- Zaunhof 55
Zayjoch 116
Zehner 82
Zufallhütte 125
Zwölfer 85
-

Sachverzeichnis

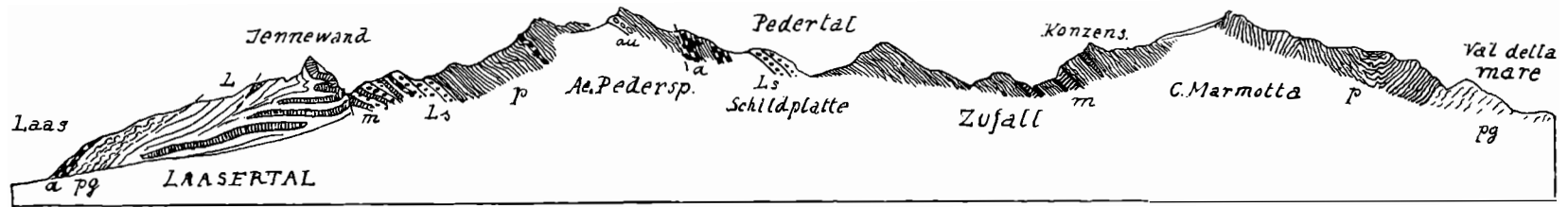
- Adamellotonalit** 12, 138
Albitgneis 18, 38, 60, 106
Albitphyllit 22
Amphibolit 7, 14, 24, 54, 56, 63, 119
Andalusit 56
Ankerit 120, 123, 133
Anhydrit 124
Aphanit 26, 82
Aplitporphyr 26, 27
Arterit 134, 136, 139
Augengneis 15, 23, 48, 51, 112, 117, 138
- Biotitfleckengneis** 19
Biotitglimmerschiefer, feldspatführend 9, 20, 99
Biotitplagioklasgneis 17
Bündnerschiefer 14, 47, 65, 68
Buntsandstein 30
- Cordierit** 56
- Diabas** 26, 29, 36, 55
Diabasporphyr 26, 31, 37, 82
Diabasschiefer 47, 68
Dinarische Narbe 139
Disthengehalt der Gneise 18, 60
- Einschlüsse in Gängen** 84
Eisendolomit 29, 39
- Fahlerzgänge** 30
Fenster von Rojen 81
Fenster, Engadiner 14
- Gang, zusammengesetzter** 128
Ganggesteine 8, 26
Gips 124
Gipsdolomit 30, 75
Glimmerschiefer des Paznaun 22
Granatphyllit 9, 22, 38, 101, 127
Granatporphyr 27
Granit, Marteller 25
Granitgneismassen 6, 14, 23, 50, 55, 63
Granitporphyr 26, 82
Granitit 128
Granodiorit 24, 96
Granulit 143
Grünschiefer 116, 120, 125
- Hauptdolomit** 31
Hornblendeglimmerporphyr 28
- Intrusionsphasen d. Gänge** 84

- Judikarienbruchlinie** 143
Kalksilikatfels 21, 28, 121, 141
Kalksinter 38
Kersantit 28
Kinzigit 143
Kristalliner Kalk in den Phylliten 23, 126
Laaserschichten 9, 20, 114
Lentikularstruktur 6
Lias 31, 79, 90, 93
Magnetit 121, 133
Marmor der Laaserschichten 20, 114
Marmor der Silvrettagneise 22, 40
Marmor der Tonalesschiefer 133, 139
Muschelkalk 30, 71, 76, 95
Muscovitglimmerschiefer, staurolithführend 8, 20, 106
Mylonit 43, 50, 53
Ötztaler Gneisgebirge 5
 " " Überblick des Baues 12
Ötztaler Schubrand 45, 48, 53, 64
Olivinfels 11, 21, 140, 144
Ortlerit 28, 120
Pegmatit 25, 100, 138
Perlgneis 18
Phlogopit 139
Phyllit der Ortlergruppe 10
 " kohlenstoffreich 12, 138
Phyllitgneis 19, 114, 127
Phyllitzone von Landeck 13
Quarzdiabas 26
Quarzdioritaplit 63
Quarzdioritporphyrit 26, 73
Quarzglimmerporphyrit 27
Quarzit (Pejo) 132
Quarzphyllit 22, 36, 126, 138
Quarzporphyr 29, 31
Rhät 31
Rhätische Bogen 16
Raiblerschichten 30, 75
Rauchwacke, obere 30, 75
 " untere 30
 " der Ortlergruppe 120
Schiefergneis, Ötztaler 17, 59
Schieferzone d. Vintschgau 5
Schliniger Überschiebung 66, 83, 93
Schneeberger Gesteinszug 10
Schotter, interstadiale 67, 100
Serizitphyllit 111
Serizitschiefer 37
Serpentin 123
Silvrettagneise 13, 39
Suldenit 28, 120
Talboden, präglazialer 79
Taltrog (Kaunertal) 62
Talverbauung (Rojental) 79
Talverlegung (Piller) 49
Talk 123

Tithon 69, 84, 90	Verrucano 29, 37, 77, 111
Töllit 28	Verrucanoschollen am Sil-
Tonaleschiefer 11, 21	vrettagneisrand 13, 39
Tonalit 138	
Tonalitgneis 24, 57, 78	Wettersteindolomit 30,71,75
	Wollastonit 140
Unterengadiner Dolomiten 15	
Untertrias am Thialspitz 41	Zone von Ivrea 11, 131, 142



Gg zweigliedrige Augen- und Flasergneise (Granitgneise), *B* Biotitgranitgneis, *T* Tonalitgneis, *M* Muscovitgranitgneis, *a* Amphibolit; *g* Biotitplagioklasgneis (Schiefergneise), *ag* Albitknottengneis, *b* Biotitschiefer, *pg* Phyllitgneis; *gl* staurolithführende Muscovitglimmerschiefer mit Biotitgneis und Quarzit; *ph* Glimmerschiefer und Phyllitgneis des vorderen Pitztals; *d* Diabasgänge, *bs* Bündnerschiefer.



Übersichtsprofil durch die Quarzphyllitzone der östlichen Ortleralpen.

p Quarzphyllit, *L* Laaserschichten, *Ls* staurolithführende Glimmerschiefer und Phyllit der Laaserschichten, *m* kristalliner Kalk, *pg* Phyllitgneis, *a* Amphibolit, *au* Augengneis.



**Auffaltung der Laaserschichten an der Jennewand
gesehen von der Unteren Laaseralm**